



UFRJ

**Rommel Melhor Mendes**

## **O MÉTODO MAGNÉTICO E SUA APLICAÇÃO NA BACIA DO PARANÁ**

Trabalho de Conclusão de Curso  
submetido ao Programa de Pós-graduação  
em Geologia, Instituto de Geociências, da  
Universidade Federal do Rio de Janeiro –  
UFRJ, como requisito necessário à  
obtenção do grau de Especialista em  
Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Paula Lúcia F. da Rocha

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes

Rio de Janeiro

Janeiro de 2007

MGL  
M538M

Rommel, Melhor Mendes

**O método magnético e sua aplicação na bacia do Paraná /**

Rommel Melhor Mendes - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2007.

xiii, 71 p. : il.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2007.

Orientadores: Paula Lúcio F. da Rocha, Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes

1. Geofísica. 2. Geologia de Engenharia e Ambiental – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Paula Lúcio F. da Rocha. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Título.

Rommel Melhor Mendes

## O MÉTODO MAGNÉTICO E SUA APLICAÇÃO NA BACIA DO PARANÁ

Trabalho de Conclusão de Curso  
submetido ao Programa de Pós-graduação  
em Geologia, Instituto de Geociências, da  
Universidade Federal do Rio de Janeiro –  
UFRJ, como requisito necessário à  
obtenção do grau de Especialista em  
Geofísica do Petróleo.

Orientadores:  
Paula Lúcia F. da Rocha  
Julio César Soares de Oliveira Lyrio

Aprovada em: 28.03.2007

Por:

---

Nome do Orientador (UFRJ)

---

Nome do Orientador (Petrobras)

UFRJ  
Rio de Janeiro  
2007

A meus pais.



## AGRADECIMENTOS

- À PETROBRAS por viabilizar a confecção desse trabalho.
- À UFRJ por oferecer as condições técnicas e infra estruturais para a realização do trabalho.
- Aos orientadores por conduzir as atividades de forma competente e esclarecedora.
- À minha grande amiga (e carioca da gema!) Marilene, uma das grandes responsáveis por tornar minha estadia no Rio tão agradável quanto possível, pela importante contribuição na construção do texto.

*"Quem me dera, ao menos uma vez, explicar o que ninguém consegue entender..."*  
 Renato Russo.

## RESUMO

MENDES, Rommel Melhor. **O método magnético e sua aplicação na bacia do Paraná**. 2007. xiii, 71. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Neste trabalho foi investigada a aplicabilidade do método geofísico magnético na determinação de feições geológicas notáveis no tocante a prospecção de hidrocarbonetos na bacia do Paraná. Foi realizada uma caracterização geológica da bacia, contemplando prioritariamente aspectos referentes à estratigrafia, geologia estrutural, evolução geocronológica e geologia do petróleo. Paralelamente, foi realizada uma descrição do método magnético, estabelecendo sua fundamentação teórica, descrevendo aspectos práticos relevantes para a sua utilização em levantamentos de campo e discutindo a respeito da sua aplicação específica para prospecção de hidrocarbonetos. Foram expostos e discutidos trabalhos de notória relevância, onde se propôs utilizar o método magnético para a identificação de feições estruturais significativas na dinâmica do sistema petrolífero regional. Em linhas gerais foi possível concluir que, na bacia do Paraná, feições geológicas bastante peculiares, tais como a presença das soleiras de diabásio, que se localizam sobre a camada de sedimentos paleozóicos (principal alvo petrolífero da bacia), se constitui em um elemento limitador do imageamento sísmico da região, e delega aos métodos potenciais a importante tarefa de agregar informações essenciais sem as quais não se poderia realizar uma correta interpretação geológica local.

**Palavras-chave:** bacia do Paraná; método magnético; hidrocarbonetos.

## ABSTRACT

MENDES, Rommel Melhor. **O método magnético e sua aplicação na bacia do Paraná.** [*The magnetic method and its application in the Paraná basin.*]. 2007. xiii, 71. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

This work investigated the application of the magnetic geophysical method in the determination of notable geologic features in regards to the search of hydrocarbons in the Parana basin. A geologic characterization of the basin was carried contemplating mainly aspects referring the stratigraphy, structural geology, geochronological evolution and petroleum geology. Besides this the description of the magnetic method was accomplished concerning its theoretical basis, describing relevants practical aspects for its use in field surveys and its specific application regarding the hydro-carbons prospecting. It was works of well-known relevance that indicated the importance of the use the magnetic method for the identification of significant structural features in the dynamics of the regional petroliferous system. It was possible to conclude that, in Parana basin very peculiar geologic features, such as diabase doors-sill over paleozoics sediments (main petroliferous target of the basin), constitutes a limiting factor to a good seismic imaging of the region, and delegates to the potentials methods an important task to add essential information without which one could not perform a correct local geological interpretation.

Key-Words: Paraná basin, magnetic method, hydrocarbons.

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 Mapa que demonstra a extensão da bacia do Paraná. Figura retirada de Zalán et al., 1991. ....	4
FIGURA 2 Arcabouço estrutural básico da bacia do Paraná. Os limites principais da bacia são: 1 - arco do Alto Paranaíba; 8 - arco de Ponta Grossa; 14 - sinclinal de Torres; 15 - arco do Rio Grande; 30 - arco de Assunção. Figura retirada de Milani et al (1991). ....	6
FIGURA 3 Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná (www.anp.gov.br) .....	7
FIGURA 4 Carta estratigráfica da Bacia do Paraná, www.anp.gov.br .....	11
FIGURA 5 Aspecto geotectônico do embasamento da bacia do Paraná segundo (A) Zalan et al (1991) e (B) Milani & Ramos (1998). Fonte Borghi, 2002. ....	14
FIGURA 6 – falha de Jacutinga, 2- lineamento Tietê, 3- lineamento Paranapanema, 4- falha de Guapiara, 5- falha Santo Anasstácio, 6- lineamento Barra Bonita – Itu, 7- falha São Jerônimo – Curiúva, 8- flaha rio Alonzo, 9- flha Cândido de Abreu – Campo Mourão, 10- zona de falha Lancinha – Cubatão, 11- zona de falha Blumenau – Soledade, 12- Arco de Ponta Grossa, 13 – zona de cisalhamento transbraziliano, 14- zona de cisalhamento Ribeira. Fonte: Araújo et al, 2006. ....	16
FIGURA 7 Distribuição espacial das três fases deposicionais da bacia do Paraná durante o Siluriano/Devoniano, Carbonífero/Permiano, e Jurássico/Cretáceo. Fonte: Zalan, 1987. ...	18
FIGURA 8 Mapa geológico simplificado da bacia do Paraná e distribuição no tempo das diversas unidades de seu registro estratigráfico. Fonte: Milani e Ramos, 1998. ....	20
FIGURA 9 Existência de um campo de produção no centro do Estado do Paraná (assinalado em verde), segundo o BDEP em fevereiro de 2007. Os dados do o anuário estatístico da ANP, entretanto, não mencionam a produção de óleo ou gás em terra no citado Estado. ....	25
FIGURA 10 Ciclos deposicionais do Gupo Itararé, segundo França & Potter, 1991. ....	26
FIGURA 11 Dipolo magnético .....	30
FIGURA 12 Representação do campo magnético gerado por uma distribuição volumétrica	31
FIGURA 13 A: Componentes do campo magnético de um dipolo. (a) componente vertical / dipolo vertical, (b) componente horizontal / dipolo horizontal, (c) componente horizontal / dipolo vertical, (d) componente vertical / dipolo horizontal. B: Perfis correspondentes aos mapas da figura 3 A. ....	32
FIGURA 14 Efeitos da profundidade sobre o campo magnético medido .....	35
FIGURA 15 Efeitos da espessura sobre o campo magnético medido .....	36
FIGURA 16 Efeitos da inclinação e declinação da magnetização sobre o campo magnético	37
FIGURA 17 Anomalia magnética de cinco placas. Medidas realizadas no topo, no pólo e reduzida ao pólo. ....	45
FIGURA 18 Mapa de localização da área e magnético regional .....	50
FIGURA 19 Mapa de localização da área e magnético regional .....	51
FIGURA 20 Mapa de susceptibilidade com províncias e lineamentos interpretados .....	52
FIGURA 21 Mapa magnético da bacia do Paraná .....	53
FIGURA 22 Mapa regional do arco de Ponta Grossa com a localização da área de estudo indicada com um quadrado hachurado. ....	54
FIGURA 23 Mapa geológico simplificado da região de Fartura. Os números indicam os sítios onde foram amostrados os diques que tiveram a magnetização determinada em laboratório. As letras indicam os diques observados mas não amostrados. ....	56
FIGURA 24 Dados das bases de monitoração das variações diurnas do campo geomagnético. ....	57

FIGURA 25 Perfil magnetometrico terrestre (componente total do campo) entre Sarutaiá e Fartura. A reta indica ajuste linear por mínimos quadrados que corresponde ao campo regional. ....	58
FIGURA 26 Anomalias magnéticas residuais resultantes da remoção do campo regional, juntamente com a localização dos diques observados e amostrados (triângulo), observados mas não amostrados (círculo cheio), e inferidos (semi círculo aberto). ....	58
FIGURA 27 Resultados do processo de continuação para cima (a) dos dados terrestres, (b) para a altura de 100m e (c) para a altura de 200m. ....	59
FIGURA 28 (a) Mapa de contorno magnético do projeto Botucatu obtido a partir da interpolação dos dados da linha de vôo (linha pontilhada) numa grade regular de 1Km x 1Km com um intervalo de contorno de 20nT. A linha vertical contínua corresponde a localização do perfil terrestre. O retângulo indica área do mapa mostrado na figura (b) com intervalo de contorno de 5nT. ....	60
FIGURA 29 Comparação entre (a) dados magnéticos terrestres continuados para 450m acima do terreno, (b) dados coletados pelo aerolevantamento ao longo da linha de vôo e (c) dados digitalizados do mapa de contorno da figura 3.3.7 (a). ....	61
FIGURA 30 Anomalias magnéticas calculadas na superfície e a 450m acima da superfície para (a) diques numerados como 1,2,3 e 4 na figura 3.3.5 e (b) diques fortemente magnetizado número 6 na figura 3.3.5. Os valores de magnetização dos diques são aqueles mostrado ....	63
FIGURA 31 Mapa de localização dos perfis magnéticos terrestres do interior da bacia do Paraná. ....	64
FIGURA 32 Anomalias da componente total do campo, obtidas nos levantamentos magnéticos terrestres A e B, mostrados na figura 3.3.10. ....	65
FIGURA 33 Cálculo do efeito magnético produzido por fraturas no topo do derrame de lavas (A), comparado com a anomalia magnética típica produzida por um dique. A espessura do solo sobre a camada de basalto é de 5m, o rejeito das falhas é de 500m e a susceptibilidade do basalto é de 0,01cgs. O campo indutor é de 23000nT, inclinação de -23° e declinação de -17°. A largura do dique é de 20m e o topo situado a 5 de profundidade, com magnetização de 0,03cgs. ....	65

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 *Valores de susceptibilidade magnética típicos para alguns materiais* (Gomes, 2006) .....28

Tabela 2 *Dados de magnetização dos diques da região de fartura: MRN – intensidade da magnetização remanescente natural, D – declinação da MRN em graus, L – inclinação da MRN em graus, k – susceptibilidade magnética, Q – razão de Koenisberger.* .....62

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS .....</b>	<b>V</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>VII</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>VIII</b>
<b>LISTA DE FIGURAS .....</b>	<b>IX</b>
<b>LISTA DE TABELAS .....</b>	<b>XI</b>
<b>1 OBJETIVOS.....</b>	<b>1</b>
<b>2 MÉTODO .....</b>	<b>2</b>
<b>3 ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DO PARANÁ.....</b>	<b>3</b>
3.1 Introdução .....	3
3.2 Estratigrafia .....	7
3.3 Geologia estrutural.....	12
3.4 Geologia histórica .....	14
3.5 Geologia do Petróleo.....	21
3.5.1 Hidrocarbonetos sintéticos.....	21
3.5.2 Hidrocarbonetos naturais .....	21
<b>4 O MÉTODO MAGNÉTICO .....</b>	<b>27</b>
4.1 Fundamentação teórica .....	27
4.1.1 Conceitos básicos.....	27
4.1.2 O potencial e campo magnético .....	29
4.1.3 A anomalia magnética .....	30
4.2 O magnetismo da Terra .....	32
4.2.1 O campo geomagnético interno .....	33
4.2.2 O campo geomagnético externo.....	33
4.2.3 Magnetismo de rochas e minerais.....	34
4.3 Anomalias magnéticas de estruturas simples .....	34
4.3.1 Efeito da profundidade nas anomalias magnéticas .....	35
4.3.2 Efeito da espessura nas anomalias magnéticas .....	36
4.3.3 Efeitos da atitude nas anomalias magnéticas .....	36
4.4 Aspectos teóricos da aplicação do método magnético à prospecção de óleo e gás .....	37



<b>4.5 Tipos de levantamentos magnéticos .....</b>	<b>39</b>
4.5.1 Levantamentos aéreos.....	39
4.5.2 Levantamentos marítimos.....	40
4.5.3 Levantamentos terrestres .....	41
<b>4.6 Processamento .....</b>	<b>41</b>
4.6.1 Transformada de Fourier.....	41
4.6.2 Derivadas .....	42
4.6.3 Continuação .....	42
4.6.4 Análise espectral .....	43
4.6.5 Redução ao pólo.....	44
<b>4.7 Interpretação .....</b>	<b>46</b>
<b>5 LEVANTAMENTOS MAGNÉTICOS NA BACIA DO PARANÁ: ESTUDO DE CASOS .....</b>	<b>49</b>
5.1 Análise dos dados gravimétricos, magnéticos e de susceptibilidade na área do 3D de Mato Rico, bacia do Paraná.....	49
5.2 Métodos potenciais na bacia do Paraná: Alguns aspectos a considerar na sua interpretação. ....	52
5.3 Detectibilidade magnética de diques do arco de Ponta Grossa: Um estudo integrado de magnetometria terrestre/aérea e magnetismo de rocha. ....	53
5.3.1 Magnetometria terrestre.....	55
5.3.2 Dados terrestres X aerolevanteamento .....	59
5.3.3 Detectibilidade magnética de diques por aerolevanteamentos .....	61
5.3.4 Continuidade dos diques para o interior da bacia .....	63
5.3.5 Conclusões .....	66
<b>6 – CONCLUSÕES.....</b>	<b>68</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>70</b>

## 1 OBJETIVOS

Essa monografia foi construída de forma tal a contemplar três etapas distintas e complementares, encerradas em forma de capítulos, que abrangem respectivamente uma descrição acerca de alguns aspectos geológicos da bacia do Paraná, seguida de uma explanação sobre a fundamentação teórica do método magnético e finalizando com a análise de artigos que versam sobre a aplicação do método na bacia do Paraná. Em linhas gerais, o objetivo foi procurar compreender de que forma poderia se fazer uso do método magnético na prospecção de hidrocarbonetos, contornando as dificuldades de aplicação do método sísmico, geradas pelas peculiaridades geológicas específicas da região.

Na primeira etapa foram descritos aspectos geológicos relevantes sobre a bacia do Paraná, tendo sido abordados como tópicos a geologia estrutural, geologia do petróleo, estratigrafia e evolução tectono-sedimentar.

Na segunda etapa construiu-se um texto analítico descritivo no qual explanou-se sobre a fundamentação teórica e as bases matemáticas do método magnético, enfatizando a sua aplicação como elemento coadjuvante, colaborador do método sísmico, na prospecção de hidrocarbonetos.

A etapa de estudo de casos encerra o roteiro proposto, dissertando acerca de três artigos que abordam aspectos relevantes da aplicação do método magnético na identificação e caracterização de feições geológicas típicas da bacia do Paraná, notadamente as soleiras de basalto, cuja presença se constitui uma barreira intransponível ao método sísmico, e os diques de diabásio que se intrudem ao embasamento e sedimentos paleozóicos e podem vir a constituir vias de migração secundária para hidrocarbonetos.

## 2 MÉTODO

Esse trabalho é basicamente constituído de três etapas as quais se complementaram para o cumprimento do objetivo proposto. Na primeira delas foram descritos aspectos de natureza geológica da bacia do Paraná, destacando-se a geologia estrutural, geologia do petróleo, estratigrafia e evolução. Na confecção dos textos, foram fundamentais os trabalhos de ZALAN et al (1987), MILANI & ZALAN (1999), BORCHI (2002), MILANI & RAMOS (1998), ARAÚJO et al (2006), CAMPOS et al (1998) e ARTUR & SOARES (2002). A segunda etapa contém uma descrição sobre a fundamentação teórica do método magnético. Destaca-se aí, uma seção sobre a importância da aplicação do método na prospecção de hidrocarbonetos, para qual foram fundamentais a análise dos textos contidos nos trabalhos de NETTLETON (1976), LEAMAN (1994), MCKENZIE (1978) e BURLEY et al (2000). A terceira etapa constituiu-se no estudo de casos acerca de três artigos que versam sobre o método magnético aplicado na bacia do Paraná. Foram então analisados os artigos de VIDOTTI & PAULA (1997), PAULA (1997) e USSAMI et al (1991).

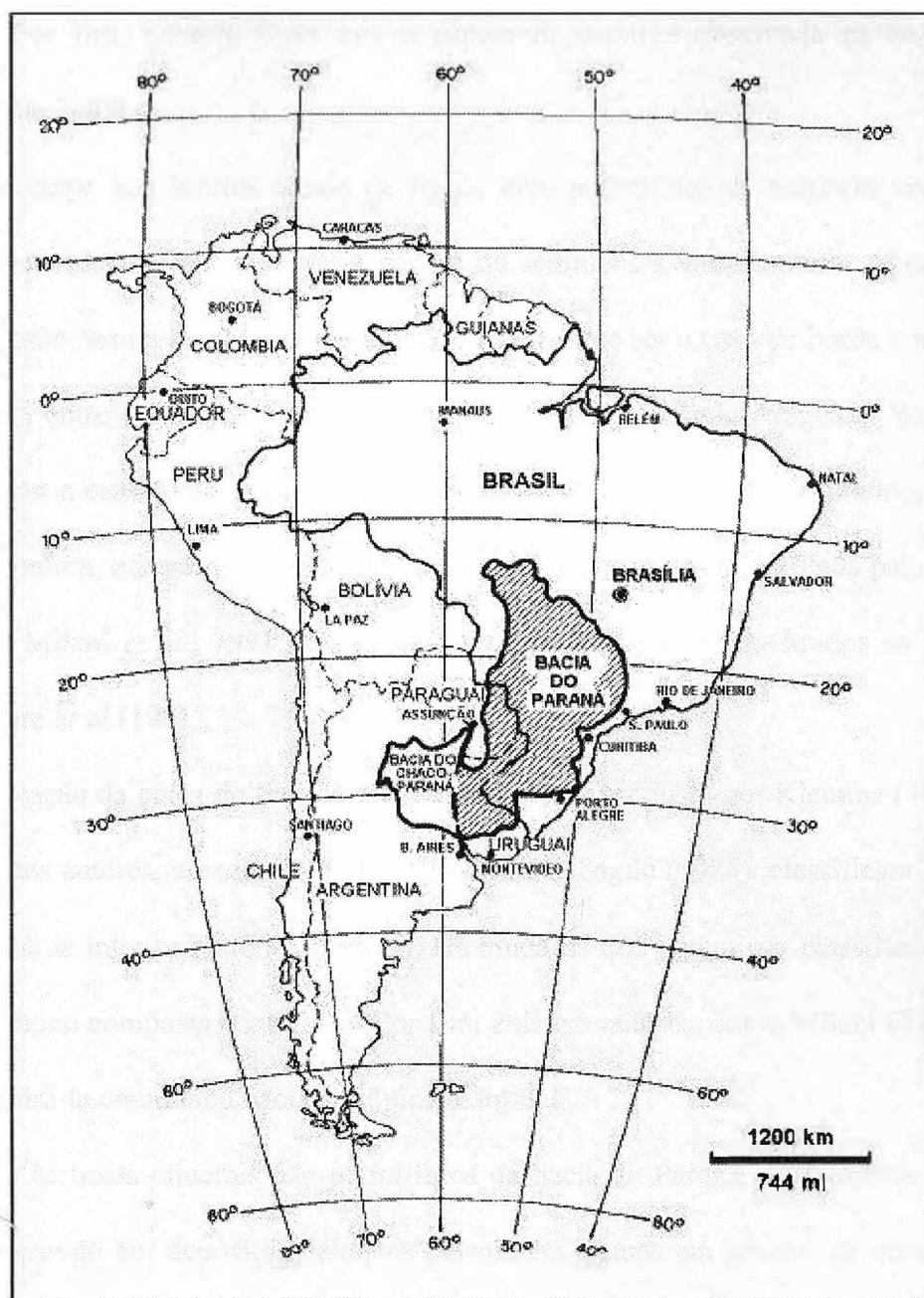
### 3 ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DO PARANÁ

#### 3.1 Introdução

Antes de tratar especificamente da bacia sedimentar do Paraná, é conveniente fazer uma descrição sucinta dos domínios tectono-sedimentares encontrados na Placa Sul-Americana. Segundo Milani & Thomaz Filho (2000), podem ser reconhecidos quatro domínios principais na placa em questão, a saber, o **interior continental**, onde foram depositadas camadas sedimentares paleozóico-mesozóicas; a **borda oeste**, caracterizada pela convergência entre as placas Sul-Americana e Pacífica; a **borda leste**, cuja natureza é essencialmente divergente, estando associada à expansão do assoalho do Oceano Atlântico; e as **margens norte e sul**, tipicamente transcorrentes.

É no interior da Placa Sul-Americana que se encontram as quatro bacias intracratônicas brasileiras: Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná, cada uma delas batizada segundo o nome de uma bacia hidrográfica de mesmo nome localizada na região. Estas bacias têm em comum um arcabouço sedimentar relativamente simples e a presença de grandes volumes de rochas magmáticas mesozóicas. (Q.v., Milani & Thomaz Filho, 2000.)

A bacia do Paraná localiza-se no centro-sul da América do Sul, estendendo-se por cerca de 1.100.000 km<sup>2</sup> em território brasileiro e mais 300.000 km<sup>2</sup> sobre os territórios de Paraguai, Uruguai e Argentina. No Brasil, distribui-se por todos os estados das regiões Sul e Centro-Oeste e ainda pelos estados de São Paulo e Minas Gerais, na região Sudeste. (Ver figura 1.)



**FIGURA 1** Mapa que demonstra a extensão da bacia do Paraná. Figura retirada de Zalán et al., 1991.

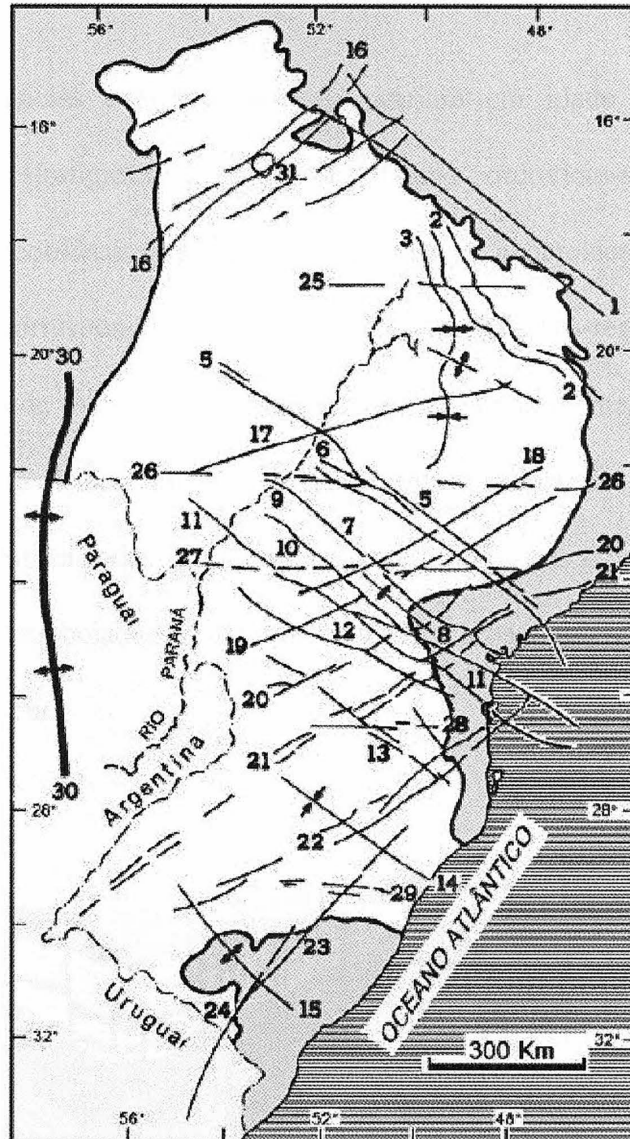
Quanto à forma, a bacia do Paraná possui formato oval, com eixo maior orientado ao longo da direção NNE-SSW. O comprimento e largura médios da bacia em tela são, respectivamente, de 1.750 km e 900 km. Vale salientar que ao longo de dois terços do território nacional, a bacia do Paraná é coberta por lavas mesozóicas da Formação Serra Geral, cuja espessura chega a 1.700 m. Isso dificulta sobremaneira o imageamento das estruturas em

subsuperfície. Por fim, cumpre dizer que a espessura máxima observada na bacia é de aproximadamente 7.000 m.

No que tange aos limites atuais da bacia, eles podem ser de natureza erosiva ou tectônica. No caso de limites erosivos, o pacote de sedimentos simplesmente afina ou são afinados por erosão, sem a atuação de tectonismo. Este parece ser o caso da borda nordeste da bacia do Paraná, entre a zona de falha Guapiara e o Arco de Goiânia-Araguaia. No caso de limites tectônicos, a erosão é proveniente da ação de grandes arcos ou soerguimento. Esta é a situação mais comum, ocorrendo, por exemplo, na borda oeste da bacia, limitada pelo Arco de Assunção. (Cf. Milani *et al.*, 1991.) Os demais limites da bacia são mostrados na figura 2, retirada de Milani *et al* (1991).

A classificação da bacia do Paraná segundo o sistema proposto por Klemme (1980) não é pacífica. Alguns autores, a exemplo de Figueiredo & Gabaglia (1986), classificam-na como sendo uma bacia de interior cratônico (tipo I). Há ainda os que optam por classificá-la como de interior cratônico composta (tipo II-A). Por fim, existem autores, como Milani (1997), que preferem enquadrá-la como uma bacia cratônica marginal.

Dentre os recursos minerais não-petrolíferos da bacia do Paraná, destacam-se algumas ocorrências de carvão em depósitos deltaicos permianos, gemas em geodos de lavas e certa produção de diamantes em alguns locais da bacia. Há de ressaltar-se, ainda, as águas do aquífero Guarani, que se situa nas bacias do Paraná e do Chaco-Paraná. As águas deste importante aquífero estão armazenadas em sedimentos arenosos da Formação Pirambóia na base e Formação Botucatu no topo.



**FIGURA 2** Arcabouço estrutural básico da bacia do Paraná. Os limites principais da bacia são: 1 - arco do Alto Paranaíba; 8 - arco de Ponta Grossa; 14 - sinclinal de Torres; 15 - arco do Rio Grande; 30 - arco de Assunção. Figura retirada de Milani et al (1991).

Ocorrências conhecidas de hidrocarbonetos na bacia do Paraná incluem descobertas de gás, campos subcomerciais, indícios de óleo (especialmente nas partes leste e sudeste da bacia), arenitos asfálticos aflorantes no estado de São Paulo e exsudações em vários pontos da bacia. Ocorrem, também, significativas reservas de folhelhos betuminosos (Formação Irati), que podem ser exploradas comercialmente para a obtenção de petróleo. Os sistemas petrolíferos Ponta Grossa – Itararé (!) e Irati – Rio Bonito / Pirambóia (!), que apresentam potencialidade razoável para acumulações de óleo e gás, são analisados na seção (3.4).



### 3.2 Estratigrafia

Seis grandes seqüências deposicionais, que variam em idade do Ordoviciano ao Cretáceo, constituem a estratigrafia da Bacia do Paraná: ordovício-siluriana, devoniana, carbonífera-eotriássica, neotriássica, jurássica-eocretácea e neocretácea (MILANI *et al.*, 1994). As três primeiras correspondem a grandes ciclos transgressivo-regressivos paleozóicos e as demais são formadas de rochas sedimentares de natureza continental e ígneas associadas (ver figura 3). Na figura 4 apresentamos a carta estratigráfica da bacia, mostrando a distribuição temporal e espacial das principais unidades litológicas em uma seção NW-SE. Nesta carta também estão associados os eventos tectônicos e os ambientes deposicionais que afetaram a evolução da bacia.

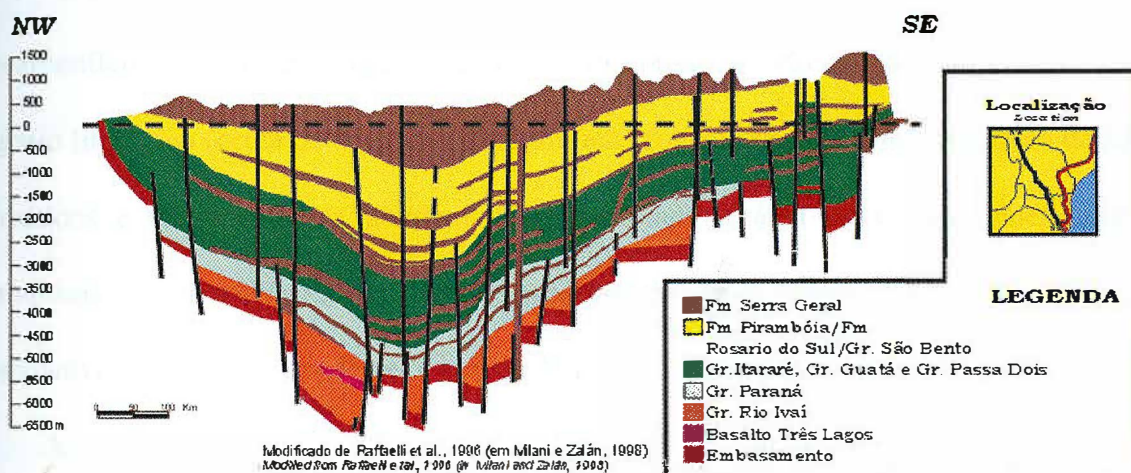


FIGURA 3 Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná. Fonte: [www.anp.gov.br](http://www.anp.gov.br)

O Grupo Rio Ivaí, correspondente litoestratigráfico da seqüência ordovício-siluriana (*cf.* ASSINE *et al.*, 1994), tem idade entre o Neo-Ordoviciano e o Eossiluriano. Iniciada por um pacote arenoso (*Formação Alto das Garças*) com até 300 m de espessura, é seguida por algumas dezenas de metros de diamictitos (*Formação Iapó*) e culmina com pelitos fossilíferos (*Formação Vila Maria*), que constituem um importante *datum* cronoestratigráfico



no estudo da seqüência. A unidade superior deste ciclo, *Formação Vila Maria*, também documenta a primeira grande incursão marinha na bacia.

A seqüência devoniana depositou-se, em discordância, sobre a seqüência ordovício-siluriana e corresponde litoestratigraficamente ao *Grupo Paraná*, que ocorre nas porções central e norte da bacia e é constituído pelas *formações Furnas e Ponta Grossa*.

A Formação Furnas é representada por uma unidade basal arenosa com marcante homogeneidade litológica e apresenta estratificações cruzadas em sua maioria acanaladas de um ambiente continental fluvial. A Formação Ponta Grossa, por sua vez, é constituída de folhelhos com subordinados siltitos e arenitos deltaicos com marcas onduladas e bioturbado, o que indica deposição predominante em ambiente marinho raso.

A sedimentação na bacia do Paraná foi inibida durante um longo período (do Eocarbonífero ao Neocarbonífero), gerando a discordância regional de maior hiato em seu registro litológico (cerca de 45 M.a.). Esta inibição foi causada por uma conjunção de fatores climáticos e tectônicos que atuaram sobre uma ampla área da margem meridional do Gondwana. A inexistência do registro sedimentar nesta época foi condicionada pelo desenvolvimento de calotas de gelo, associado à epirogênese positiva.

Ainda sob marcante influência do clima glacial, foi acumulada a seção basal da seqüência carbonífera-eotriássica, onde se encontram as rochas glaciogênicas do *Grupo Itararé* (na porção sul da bacia) e *Formação Aquidauana* (na parte norte). São diamictitos, folhelhos, arenitos e conglomerados com espessura total de 1500 m. Após esta seção depositou-se um pacote transgressivo, tendo sido este o caráter de sedimentação devido à deglaciação e conseqüente subida do nível do mar. Este pacote inclui a *Formação Rio Bonito* (formada por arenitos deltaicos com carvão), a *Formação Palermo* (constituída de deposição de folhelhos e siltitos) e a *Formação Irati* (com folhelhos betuminosos e carbonatos). Esta última formação é caracterizada por uma faciologia bastante complexa que indica uma

geometria de bacia igualmente complexa, com golfos e baías de profundidades e salinidades bastante variáveis. O intervalo superior da seqüência carbonífera-eotriássica é formado pelas *formações Teresina, Rio do Rastro e Corumbataí*. Neste intervalo é documentada a progressiva continentalização a que foi submetida a Bacia do Paraná. A Formação Teresina é constituída de argilito e siltito cinza-claro, depositados sobre a ação de ondas e marés enquanto que a Formação Rio Rastro é formada por arenitos, siltitos e folhelhos arroxeados, avermelhados e esverdeados e é interpretada como resultante do avanço de sistemas deltaicos a partir da borda leste da bacia. A Formação Corumbataí, na parte norte da bacia, constitui-se de sedimentos areno-argilosos cronoequivalentes aos das formações Teresina e do Rio do Rastro.

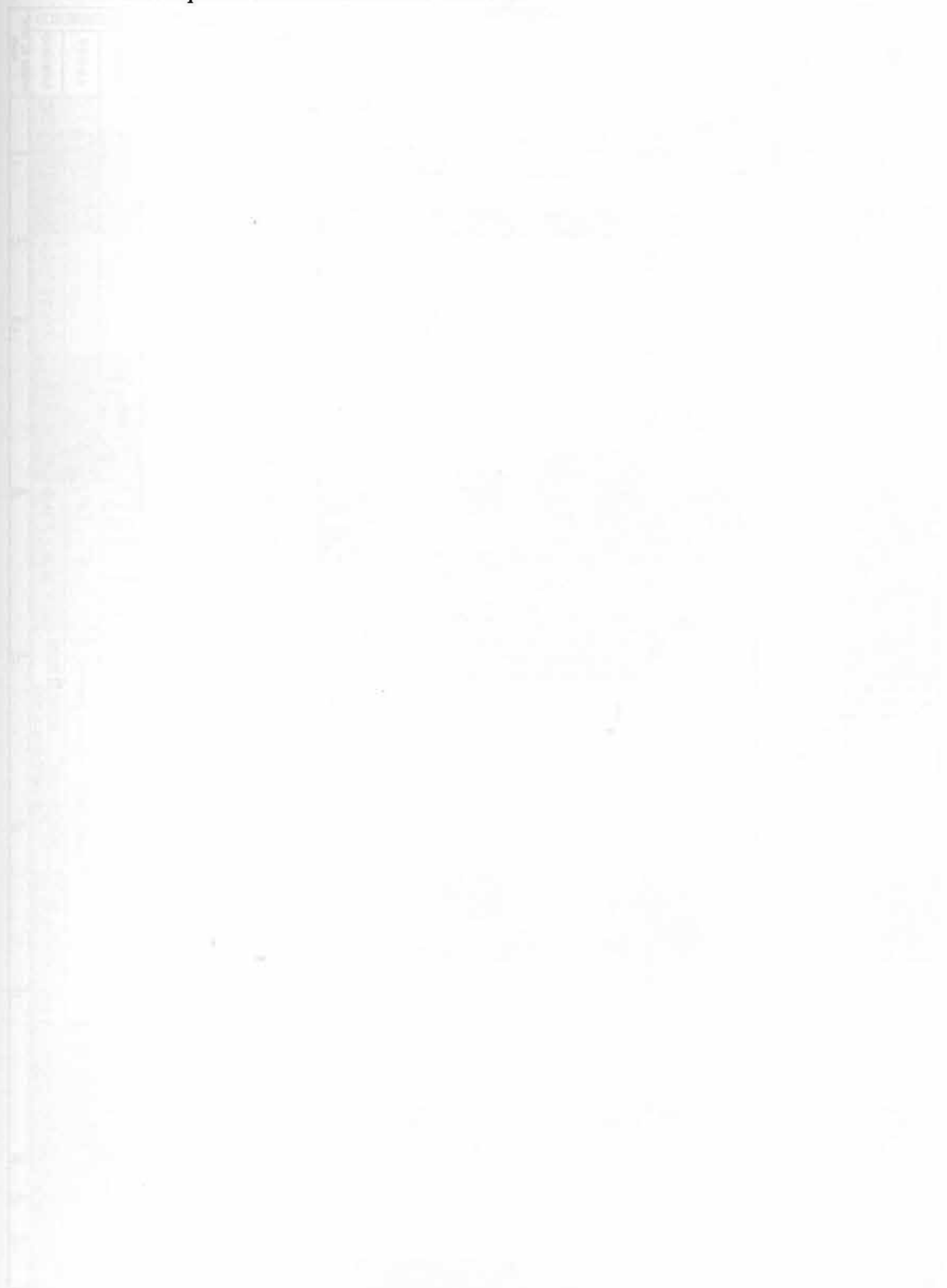
As *formações Pirambóia e Rosário do Sul* constituem a seqüência neotriássica e são formadas por arenitos com estratificação cruzada acanalada e planar, o que indica deposição em ambientes lacustre rasos e localizados, gerada por sistemas flúvio-eólicos.

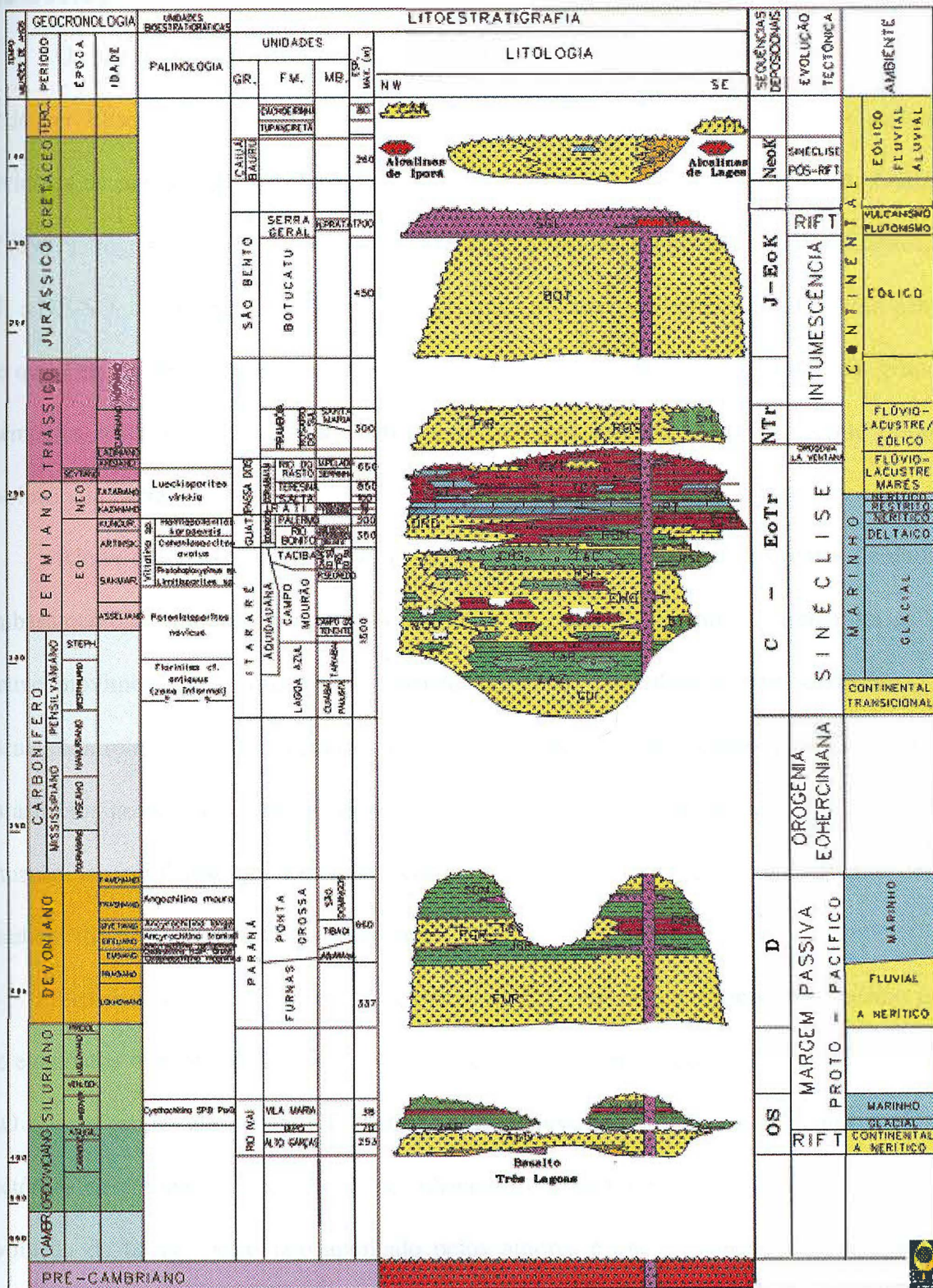
A *Formação Botucatu* foi formada por gigantescos campos de dunas que dominaram a bacia no Neojurássico, estes seguidos do mais volumoso episódio de extravasamento de lavas do planeta, que deu origem a *Formação Serra Geral*. Estas duas unidades em conjunto constituem a seqüência jurássica-eocretácea.

A seqüência que encerraria a história deposicional da bacia é a seqüência neocretácea que corresponde, em termos litográficos, aos *grupos Bauru e Caiuá*. É um pacote com até 280 m de espessura de depósitos continentais incluindo conglomerados, arenitos, siltitos, argilitos e carbonatos de caliche. Esta seqüência ocupou a depressão gerada pela carga de derrames vulcânicos (último episódio significativo de subsidência da bacia) e apresenta estratificações cruzadas acanaladas e feições de corte-e-preenchimento.

As unidades sedimentares mais novas, as *formações Cachoeirinha* (ao norte) e *Tupanciretã* (ao sul da bacia), essencialmente arenosas e de idade terciária, não são

consideradas como pertencentes à Bacia do Paraná.





E. J. MILANI et al., 1993

FIGURA 4 Diagrama estratigráfico da Bacia do Paran. Fonte: [www.anp.gov.br](http://www.anp.gov.br)

### 3.3 Geologia estrutural

Os principais elementos estruturais da bacia do Paraná são mostrados na figura 2 onde pode ser observada a presença de padrão linear entrecruzado. Estas feições podem ser divididas de acordo com suas orientações, em três grupos: NO-SE, NE-SO e E-O (ZALÁN *et al* (1987). Segundo ZALÁN *et al* (1987), são duas as principais direções de lineamentos, NO-SE e NE-SO, que podem constituir falhas simples ou extensas zonas de falhas com centenas de quilômetros de comprimento e dezenas de quilômetros de largura. Estes dois grupos de elementos tectônicos são zonas de fraquezas antigas, ativadas recorrentemente durante a evolução da bacia.

Ainda segundo ZALÁN *et al* (1987), zonas de fraquezas pré-existentes herdadas do embasamento controlaram a evolução estrutural da bacia do Paraná. Ao longo destas zonas houve movimentações horizontal e vertical de blocos que, mesmo não sendo em grande escala, controlaram a distribuição de fácies sedimentares. Para entender a evolução de todos os aspectos geológicos da bacia, deve-se considerar a distribuição destas zonas de falhas, da situação temporal dos movimentos recorrentes ao longo delas e do conseqüente controle estabelecido por estas estruturas instáveis.

Soares *et al* (1982, *apud* ZALÁN *et al*, 1987) também identificaram o mesmo padrão de elementos tectônicos com orientação NO e NE e os separaram em três grupos de *trends* NO e dois grupos de *trends* NE. Estas zonas representariam áreas com maior mobilidade tectônica se comparadas com as áreas adjacentes e controlariam a sedimentação durante a evolução da bacia. Outro fato apontado pelos autores é que as zonas de *trends* NO estão intensamente intrudidas por diques de diabásio, ao contrário dos *trends* NE, carentes destas feições.

O padrão estrutural de uma zona retilínea com concentração de falhas e diques, formando uma extensa zona de falha que pode se alargar ou se estreitar ao longo do seu trende



é típico da maior parte das zonas de falhas NO. Este padrão é bem exemplificado pela zona de falha Curitiba/Maringá, limitada por duas falhas principais: ao norte pela falha de São Jerônimo/Curiúva e ao sul pela falha do Rio Alonzo. A ocorrência de grandes diques, e de deformações a eles associadas, também está presente nestas zonas de falhas com direção NO.

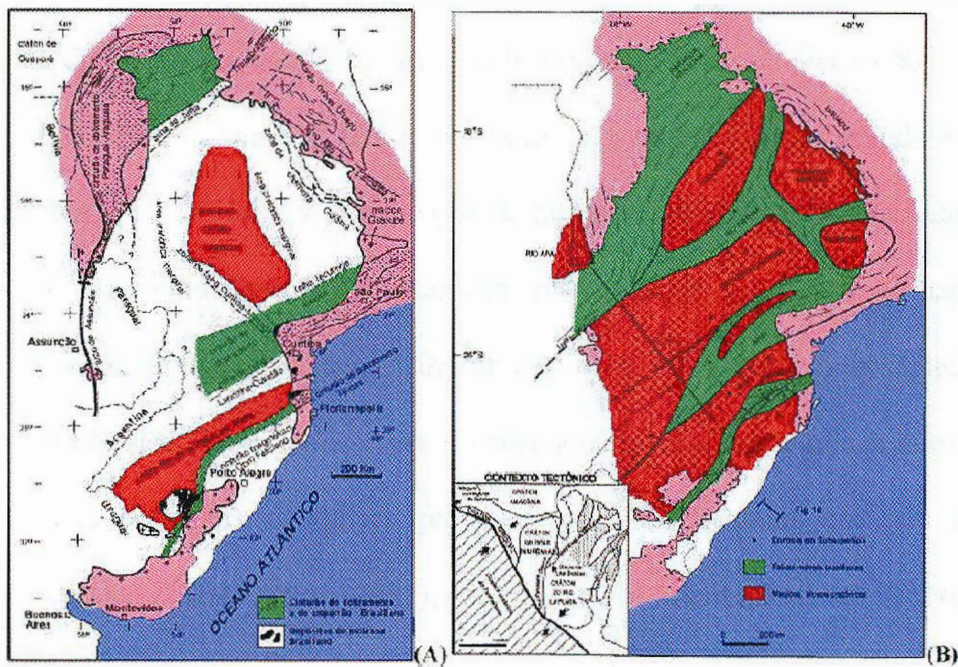
Por outro lado, as zonas de falhas com direção NE são constituídas por uma única falha larga ou por uma zona de falha retilínea onde não há, em geral, presença de diques (e conseqüentemente das deformações associadas). Muito mais comuns ao longo dos lineamentos NE são as estruturas relacionadas a movimentações transcorrentes. (Estas também presentes ao longo dos lineamentos NW.)

Os rejeitos verticais destas falhas são relativamente pequenos (de poucas centenas de metros). Deslocamentos recorrentes suaves explicariam este fato e também a reversão dos movimentos, que contribuiu para a compensação e atenuação dos deslocamentos. Há evidências de falhamentos transcorrentes na bacia, como estruturas em flor e lineamentos deslocados (ZALÁN *et al*, 1987).

Os lineamentos E-W, de acordo com ZALÁN *et al* (1987), detectados em mapas aeromagnéticos e imagens LANDSAT, são pouco compreendidos. Estes estariam de alguma forma ligados ao desenvolvimento do Atlântico Sul devido ao extraordinário paralelismo com as zonas de fraturas oceânicas e também ao período de seu desenvolvimento, com início no Triássico.

### 3.4 Geologia histórica

A Bacia do Paraná se desenvolveu sobre área de escudo do continente Gondwana, após o golfo original aberto para o Sul (Oceano Panthalassa) ter se fechado progressivamente, tornando-a uma depressão intracratônica no paleocontinente (cf. ZALÁN *et al.* 1990, MILANI, 1992 *apud* MILANI e RAMOS, 1998). Seu arcabouço geotectônico proposto por MILANI e RAMOS (1998), é composto por quatro núcleos cratônicos (Rio Aporé, Triângulo Mineiro, Guaxupé e Rio Paranapanema) circundados por vários cinturões móveis do Brasileiro (figura 1.3.1 (B)). Essa teoria é mais complexa que aquela apresentada por ZALÁN *et al.* (1987) sobre o provável núcleo cratônico (figura 5 (A)).



**FIGURA 5** Aspecto geotectônico do embasamento da bacia do Paraná segundo (A) Zalan *et al* (1991) e (B) Milani & Ramos (1998). Fonte: Borghi, (2002).

A Bacia do Paraná, apesar de se situar em área cratônica, sofreu influências da tectônica em áreas adjacentes, no contexto do Gondwana Sul-ocidental, e, por conseguinte, seu desenvolvimento recebeu influência dos esforços compressivos originados na margem ativa do paleocontinente (cf. CAMPOS *et al.*, 1998). Isto é, ela se desenvolveu sobre a área

cratônica do Gondwana, mas ao lado da zona móvel dos Gondwanides, experimentando, portanto, uma influência dos esforços compressivos originados pela convergência de placas ao longo da faixa de colisão (cf. MILANI e RAMOS, 1998), que se localizava na região meridional do paleocontinente.

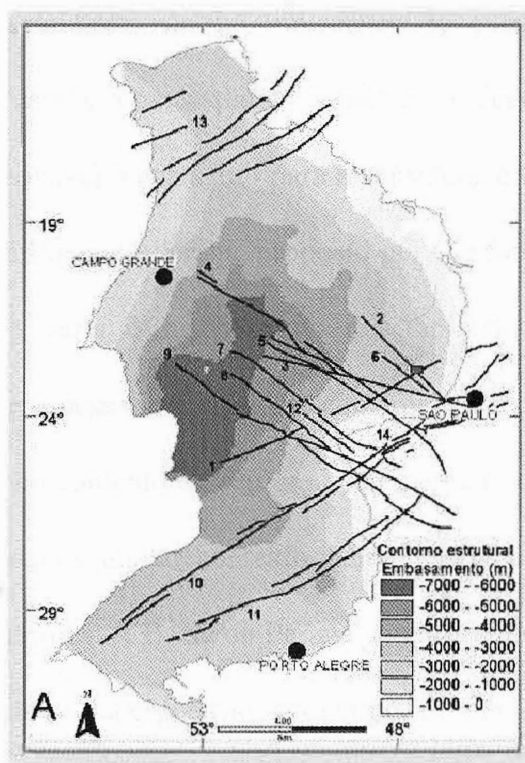
Segundo ZALÁN *et al.* (1987), existem dois estilos estruturais em toda Bacia do Paraná: deformações associadas a intrusões ígneas básicas e deformações associadas à reativação de elementos tectônicos lineares com direção NE e NW.

A evolução estrutural da Bacia do Paraná segundo ZALÁN *et al.* (1987) e ZALÁN *et al.* (1991 *apud* BORGHI, 2002) foi controlada por zonas de fraqueza pré-existentes do embasamento dissipadoras dos esforços intraplaca. Ao longo dessas zonas, houve movimentação de blocos durante a evolução da Bacia, tanto verticais quanto horizontais. De acordo com ZALÁN *et al.* (1987), tais movimentos não teriam sido de grande escala, mas foram suficientes para controlar a distribuição de fácies sedimentares. A atividade tectônica no contexto de área intraplaca está basicamente restrita às reativações de falhamentos do embasamento da Bacia. Este é o mecanismo através do qual os esforços intraplaca, criados pela movimentação das placas e dos eventos orogenéticos associados às margens delas, são dissipados. Essas estruturas cratônicas pré-existentes são divididas em três grupos de lineamentos, segundo ZALÁN *et al.* (1987), conforme a sua orientação: NW-SE, NE-SW e E-W.

O padrão estrutural dos lineamentos NE-SW caracteriza-se por zonas de falha constituídas por uma única falha larga ou por uma zona de falha retilínea, segundo ZALÁN *et al.* (1987), em geral, sem intrusões de diabásio, porém com estruturas associadas a movimentos transcorrentes, embora esses também ocorram ao longo dos lineamentos NW. Não há maiores diferenças entre as zonas de falha NW e NE, tendo ambas influenciado bastante a sedimentação de várias unidades estratigráficas, cada uma em uma época distinta.



Os lineamentos NW-SE são provavelmente mais antigos que os de direção NE-SW. De idade arqueana, essas zonas de falha foram reativadas no Jurássico-cretáceo durante a fase rifte, apresentando um padrão estrutural retilíneo, com concentração de falhas e diques de diabásio, formando extensa zona de falhas, às vezes mais larga ou mais estreita. Esse evento tectono-magmático que reativou essas falhas de direção NW-SE foi o mais forte entre aqueles que afetaram a Bacia do Paraná (cf. ZALÁN *et al.*, 1987). Entre as estruturas NW, destaca-se o Arco de Ponta Grossa (figura 6), que é formado por diques de rochas básicas desde o litoral Sul de São Paulo até o interior do Paraná.



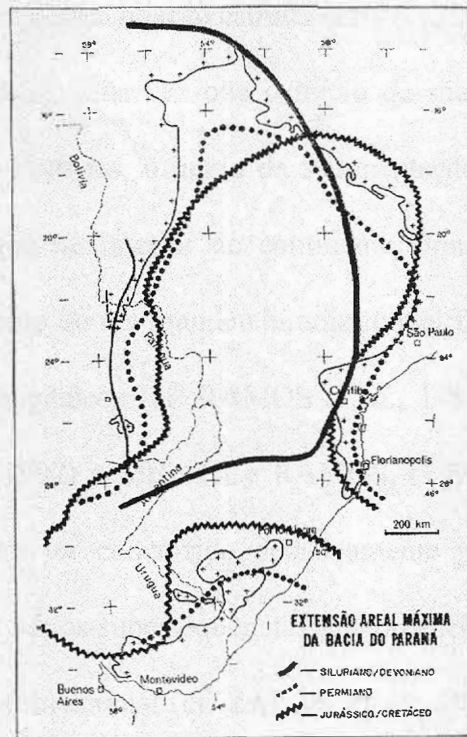
**FIGURA 6** – falha de Jacutinga, 2- lineamento Tietê, 3- lineamento Paranapanema, 4- falha de Guapiara, 5- falha Santo Anastácio, 6- lineamento Barra Bonita – Itu, 7- falha São Jerônimo – Curiúva, 8- flha rio Alonzo, 9- flha Cândido de Abreu – Campo Mourão, 10- zona de falha Lancinha – Cubatão, 11- zona de falha Blumenau – Soledade, 12- Arco de Ponta Grossa, 13 – zona de cisalhamento transbraziliano, 14- zona de cisalhamento Ribeira. Fonte: Araújo *et al.*, (2006).

Essas duas direções de lineamentos (NO e NE) representariam para SOARES *et al.* (1982, apud ZALÁN *et al.*, 1987), áreas de maior mobilidade tectônica, em comparação às

áreas adjacentes, e que esses elementos representariam zonas de fraqueza do embasamento, e que vários controlariam a sedimentação durante a evolução da Bacia.

Os lineamentos E-W, segundo ZALÁN *et al.* (1987), começaram no Triássico e são paralelos às zonas de fratura oceânica, o que indica uma possível ligação com o evento que culminou com o desenvolvimento do Atlântico Sul. Os estudos não são suficientes para a sua compreensão, mas eles podem ser identificados em mapas aeromagnetométricos.

A origem da Bacia do Paraná ainda é obscura, segundo ZALÁN, *et al.* (1987), não havendo evidências de um rifte central precursor sob a mesma, como ocorre em outras bacias intracratônicas interiores. Também não há indicações de eventos tectônicos que teriam provocado o afinamento crustal e a conseqüente subsidência, devendo ser ainda essa questão objeto de pesquisas. Um provável mecanismo para a subsidência que teria criado a depressão inicial que foi ocupada pela Bacia do Paraná, proposto por Cordani (em comunicado pessoal - cf. ZALÁN *et al.*, 1987), seria o resfriamento de um ciclo de intensa deformação e granitogênese que deve ter espessado a litosfera com rochas supracrustais enriquecidas em radioisótopos, culminando no aumento do seu gradiente geotérmico. Iniciada a sedimentação, o próprio peso dos sedimentos aliado ao resfriamento, seria a causa da subsidência que acolheu as seqüências posteriores. A Bacia do Paraná, ainda conforme ZALÁN *et al.* (1987), é na realidade o produto final da superposição, no tempo, de três diferentes bacias (figura 7), após três fases principais de subsidência (Siluro-Devoniana, Permo-Carbonífera e a fase de lavas do Jurássico Superior/Cretáceo Inferior), com geometrias e limites distintos. Essas fases são separadas por períodos longos de erosão/não deposição ou de baixas taxas de sedimentação.



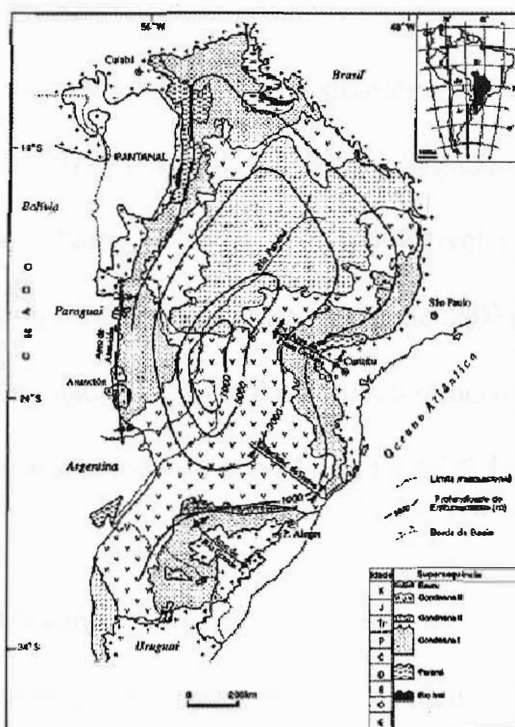
**FIGURA 7** Distribuição espacial das três fases deposicionais da bacia do Paraná durante o Siluriano/Devoniano, Carbonífero/Permiano, e Jurássico/Cretáceo. Fonte: Zalan, (1987).

A primeira fase se deu em regime compressional e foi responsável pela deposição das seqüências ordovício-silurianas e da transgressiva devoniana, que ocupou praticamente a mesma área. A segunda fase de subsidência, responsável pela seqüência carbonífera-eotriássica, começou após o Gondwana deixar o paleopólo Sul. A subsidência seria consequência do peso das geleiras continentais e da sobrecarga dos sedimentos do ciclo transgressivo-regressivo carbonífero-eotriássico. Uma orogenia subsequente cessaria a sedimentação com o soerguimento crustal. No neotriássico, a sedimentação recomeçaria, primeiro em um ambiente flúvio-eólico e, posteriormente, num grande deserto que cobriu toda a bacia e áreas adjacentes. Por fim, a terceira fase, correlacionável à seqüência juro-cretácica, coincide com o magmatismo basáltico, que deve ter sido o causador da subsidência devido ao peso das lavas.

Aventa-se que deve haver uma relação estreita entre o ciclo Brasileiro (700-450 Ma) e a Bacia do Paraná (440-120 Ma), uma vez que o início da sua sedimentação se deu com o término da orogenia citada. Portanto, o início da sedimentação no Ordoviciano inferior e a evolução da Bacia do Paraná no interior do continente Gondwana possuem uma relação estreita com o desenvolvimento de um grande cinturão móvel fanerozóico Gondwanides, que foi local de vários ciclos orogênicos (cf. RAMOS *et al.*, 1986 *apud* MILANI & ZALÁN, 1999). Segundo MILANI, (1997) e MILANI e RAMOS, (1998 *apud* MILANI & ZALÁN, 1999), tais orogenias podem ter concorrido decisivamente para a criação do espaço de acomodação necessário para várias superseqüências que preencheram a Bacia do Paraná, bem como para a sua história deformacional (cf. ZALÁN *et al.*, 1990 *apud* MILANI e ZALÁN, 1999).

Reconhecem-se seis superseqüências no registro estratigráfico, limitadas por expressivas discordâncias interregionais, correspondentes a três ciclos de sedimentação no Paleozóico transgressivos-regressivos e três outros, a pacotes sedimentares continentais Mesozóicos com rochas ígneas associadas, de acordo com MILANI (1997, *apud* CAMPOS *et al.*, 1998), que constituem o preenchimento dessa Bacia. São elas: Superseqüência Rio Ivaí (ordovício-siluriana), Superseqüência Paraná (devoniana), Superseqüência Gondwana I (carbonífera-eotriássica), Superseqüência Gondwana II (meso-neotriássica), Superseqüência Gondwana III (neojurássica-eocretácica) e Superseqüência Bauru (neocretácica) A primeira Superseqüência – Rio Ivaí - com 300 metros de espessura de areia encimada por folhelhos, registra a glaciação do Ordoviciano superior – Siluriano inferior do Gondwana. O pacote Devoniano referente à Superseqüência Paraná é composto pelos arenitos da Formação Furnas que são cobertos pelos folhelhos da Formação Ponta Grossa. A terceira superseqüência paleozóica, chamada Gondwana I, contém o maior volume de sedimentos entre todas as unidades de segunda ordem da Bacia do Paraná, com espessura de cerca de 2500 m. Representa um pacote

complexo e heterogêneo sedimentologicamente, registrando as maiores mudanças paleoambientais através do tempo, que afetaram o Gondwana desde épocas glaciais no Carbonífero superior até os tempos secos e áridos do Triássico. As superseqüências mesozóicas são a Gondwana II (Meso-neotriássica), formada por camadas lacustrinas; Gondwana III (Neojurássica-eocretácea), representada por dunas eólicas da Formação Botucatu, com vasta distribuição regional no Triássico, seguidas do magmatismo basáltico do Eocretáceo da Formação Serra Geral. Por fim, a superseqüência Bauru, do Neocretáceo, um pacote de rochas sedimentares aluviais, fluviais e eólicas, encerra a história deposicional da Bacia do Paraná. (figura 8)



**FIGURA 8** Mapa geológico simplificado da bacia do Paraná e distribuição no tempo das diversas unidades de seu registro estratigráfico. Fonte: Milani & Ramos, (1998).

### 3.5 Geologia do Petróleo

Quanto à produção de hidrocarbonetos, a bacia sedimentar do Paraná apresenta interesse por já ser utilizada para a produção de hidrocarbonetos sintéticos e por já haverem sido encontradas acumulações subcomerciais de hidrocarbonetos naturais.

#### 3.5.1 Hidrocarbonetos sintéticos

A bacia em estudo é utilizada para produzir petróleo sintético por meio do processamento de folhelho pirobetuminoso da Formação Irati, o qual é erroneamente chamado de xisto. O processo consiste basicamente no aquecimento do citado folhelho. O querogênio presente no mesmo se transforma em óleo cru sintético, óleo este que pode ser processado numa refinaria de petróleo comum. A Petrobras realiza este processo (Denominado Petrosix) em São Mateus do Sul (PR). (Petri & Fúlfaro, 1988). Segundo Milani & Araújo, 2003, a produção de óleo é de 3.870 barris, a de gás combustível é de 120 toneladas, a de gás liquefeito é de 45 e a de enxofre é de 75 toneladas (dados de 2003).

Na citada região, as camadas de folhelho pirobetuminoso mergulham 15 metros por quilômetro em relação à horizontal (Moreira, 1981 apud Petri & Fúlfaro, 1988).

#### 3.5.2 Hidrocarbonetos naturais

Foram encontradas acumulações subcomerciais de óleo e gás na região da calha central da bacia do Paraná. (Milani et al., 1990). Quanto à produção comercial os dados oriundo do BDEP são contraditórios: indicam haver um campo de produção no Estado do Paraná (figura 9). Porém, ao consultar-se o anuário estatístico da ANP não consta a produção de um metro cúbico sequer de petróleo ou gás natural em terra no Estado do Paraná durante o período compreendido entre os anos de 2000 e 2007.

Segundo Milani & Zalán, existem dois sistemas petrolíferos atuando na citada bacia:

1) O que tem como rocha geradora os folhelhos negros da formação Ponta Grossa e cujas rochas reservatórios são os arenitos do grupo Itararé e, secundariamente, os da formação Rio Bonito. Os primeiros são selados por soleiras (sils) de diabásio e os segundos por rochas argilosas.

2) O que tem como rocha geradora são os folhelhos da formação Irati e cujas rochas reservatório são os arenitos da formação Rio Bonito e também os da formação Pirambóia. Os primeiros são selados por rochas argilosas e os segundos o são por derrames basálticos.

Ainda segundo Milani & Zalán, a maturação de ambos os sistemas não é convencional isto é, não se deveu ao simples soterramento, mas foi fortemente influenciada pelo calor oriundo das intrusões de diabásio.

Segundo Milani et al. (1990), pode existir mais um sistema petrolífero na bacia do Paraná:

3) Um sistema petrolífero que teria com rocha geradora os folhelhos da formação Vila Maria e cujas rochas reservatório seriam os arenitos das formações Rio Ivaí e Furnas e do grupo Itararé. Cabe mencionar que a correlata Paraguaia da formação Vila Maria (folhelhos Vargas Pena) é responsável por indícios de óleo e gás naquele país.

Segundo Milani et al. (1990), há ocorrências de óleo e gás nos Estados de Santa Catarina, do Paraná, e de São Paulo, todas elas na região da calha central da bacia do Paraná. Na citada região é que estão as maiores espessuras do pacote vulcano-sedimentar em toda a bacia.

Na calha central da Bacia do Paraná, a formação Vila Maria está, segundo a mesma fonte, soterrada a grandes profundidades, em condições de gerar hidrocarbonetos gasosos (Milani et al., 1990). Foram encontrados gás e condensado produzidos pela formação Ponta Grossa na região da calha central, a mesma fonte. Já a formação Irati estaria, ainda segundo a mesma fonte, dentro da janela de geração de óleo, devido ao soterramento adequado. Afora

isto, nesta região, a formação Irati não foi intrudida pelos diabásios ad formação Serra Geral, ou seja, a situação é particularmente boa para a geração de óleo, ainda segundo Milani et al., (1990).

Relativamente às rochas –reservatório, a situação também é favorável na região da calha central da Bacia do Paraná. (Milani et al., 1990).

Os arenitos das formações Rio Ivaí e Furnas, assim como os do grupo Itararé, possuem características de reservatórios apenas regulares, com porosidades variando de 6% a 16%, suficientes para acumulações comerciais de gás e condensado. Em Cuiabá Paulista, arenitos do grupo Itararé, com 9 % de porosidade, produziram gás com uma vazão de 51.000 m<sup>3</sup>/dia. (Milani et al., 1990). Os arenitos ortoquartzíticos da formação Rio Bonito surpreendem por suas características permoporosas na mesma região. No poço stratigráfico Altônia n/1, perfurado pela Paulipetro, os mesmos apresentaram 150 m de espessura total e porosidades da ordem de 20%, excepcionalmente altas para a profundidade de 4.000 m em que ocorrem. No citado posto ocorreu a produção de água por surgência, o que comprova as boas condições de pressão e transmissibilidade dos arenitos ortoquartzíticos da formação Rio Bonito.

Segundo França e Potter (1991) o Grupo Itararé seria um potencial reservatório para hidrocarbonetos porque está situado logo acima dos folhelhos da formação Ponta Grossa (devoniana), folhelhos estes que são potenciais geradores de hidrocarbonetos. O citado grupo apresenta arenitos com boas qualidades para reservatório e está selado por argilitos com seixos, siltitos e, possivelmente, intrusões de diabásio.

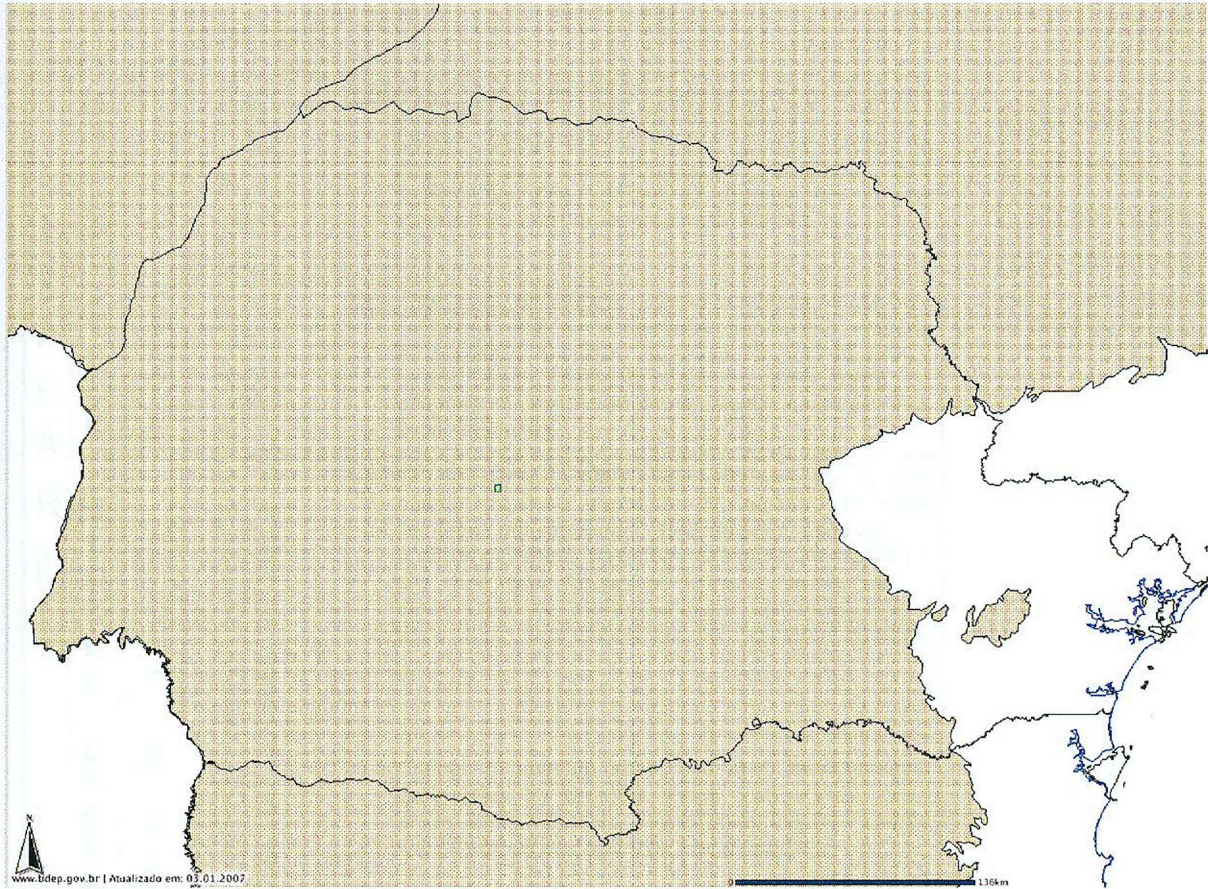
Ainda segundo França e Potter (1991), o grupo Itararé é subdividido em três ciclos deposicionais principais (figura 10). Os ciclos inferior e superior são bem definidos em toda a bacia. O ciclo intermediário, entretanto, pode apresentar seqüências granodecrescentes ou granocrescentes para o topo, ou então pode apresentar corpos de areia maciça com mais de



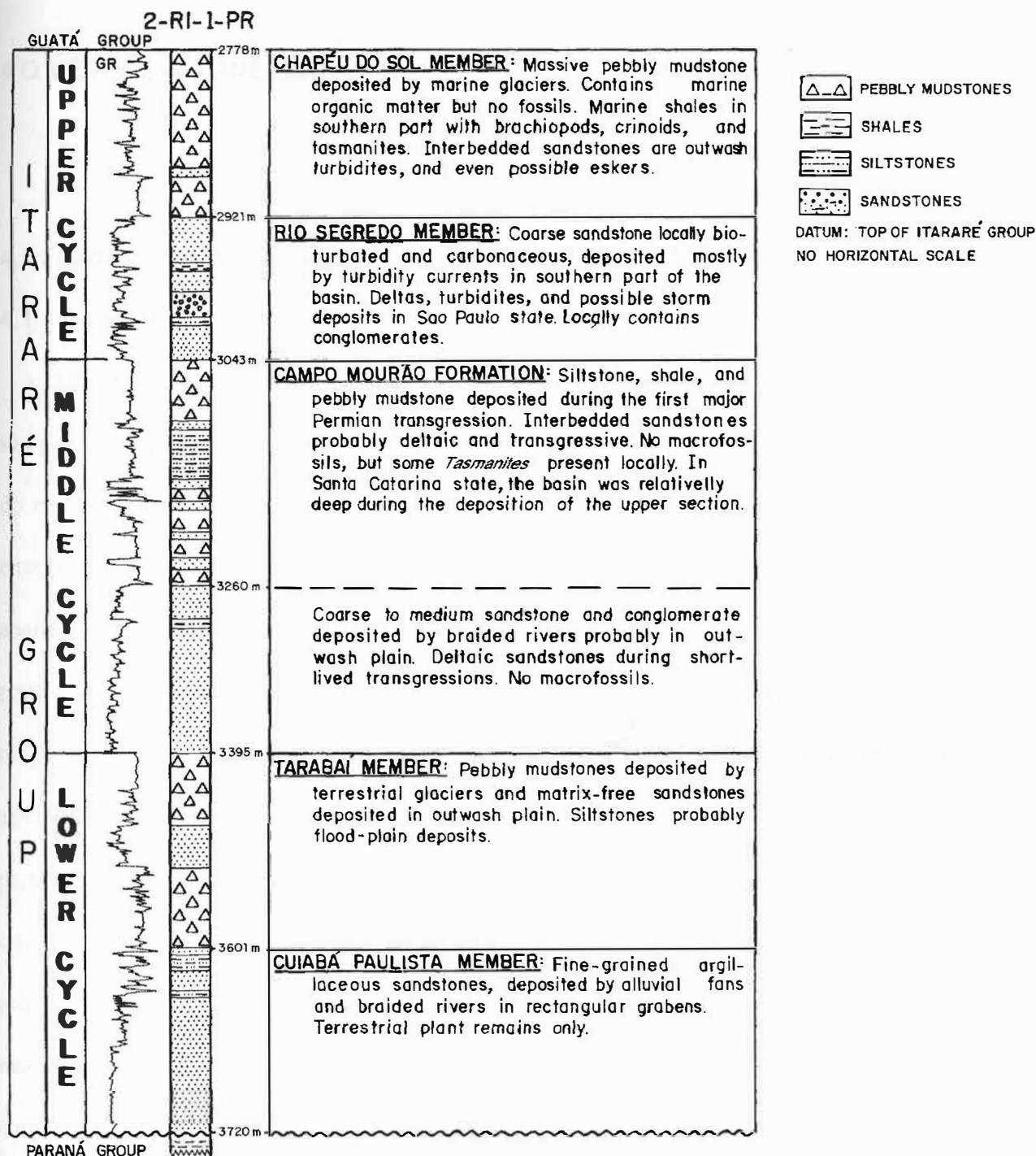
300 m de espessura, tornando a correlação estratigráfica difícil. A porosidade média dos arenitos do grupo Itararé é de 8%, porém foram encontrados valores superiores a 20%.

É interessante notar que, ao observar a figura 10, percebe-se que os ciclos deposicionais do grupo Itararé têm, na sua base, rocha armazenadora (arenito) e, no seu topo, rocha selante (argilito com seixos), o que é uma condição favorável para gerar acumulações de hidrocarbonetos.

Segundo Yoshida & Gama (1982): Os basaltos e diabásios presentes na bacia sedimentar do Paraná também favorecem as acumulações de hidrocarbonetos pois forneceram calor para a suageração. Além disto, os diabásios fraturados podem se tornar rochas armazenadoras. Em Cuiabá Paulista, uma zona de 15 metros de espessura gerou 21.000 m<sup>3</sup>/dia de gás. Ainda segundo os mesmos autores, os diabásios podem servir de rocha selante quando associado a soleiras de diabásio maciço.



**FIGURA 9** Existência de um campo de produção no centro do Estado do Paraná (assinalado em verde), segundo o BDEP em fevereiro de 2007. Os dados do o anuário estatístico da ANP, entretanto, não mencionam a produção de óleo ou gás em terra no citado Estado.Fonte: [www.anp.gov.br](http://www.anp.gov.br)



**FIGURA 10** Ciclos deposicionais do Grupo Itararé, segundo França & Potter, (1991).

## 4 O MÉTODO MAGNÉTICO

### 4.1 Fundamentação teórica

#### 4.1.1 Conceitos básicos

Os campos gravitacional e elétrico, em sua disposição fundamental, são radiais, isto é, são gerados a partir de uma concentração pontual de massa e carga respectivamente. No caso do campo magnético isso não ocorre. Embora seja possível formular equações matemáticas envolvendo o monopólo magnético (teoria magnética clássica), na prática, pode-se constatar apenas efeitos magnéticos causados por dipolos. Para entender o que eles significam sob o ponto de vista físico é necessário remeter-se à lei de Ampère, a qual, afirma que um campo magnético é a consequência do fluxo de uma corrente elétrica. Dessa forma, uma corrente atravessando um condutor reto gera um campo magnético tangente ao círculo cujo plano é perpendicular ao condutor. Do mesmo modo, uma corrente atravessando um condutor circular, produz um campo magnético cujas linhas de força são idênticas àquelas produzidas por um dipolo magnético. Pode-se recorrer a esse conceito para entender o ~~intrínseco~~ mecanismo do campo geomagnético. De fato, a teoria mais aceita afirma ser o núcleo externo composto por correntes iônicas circulares que se comportariam como um grande dipolo magnético, o que corresponderia à contribuição mais relevante para o campo geomagnético medido na superfície. Soma-se ao efeito geomagnético o campo magnético gerado por corpos magnetizados por indução. Ocorre que alguns corpos são compostos por materiais magnéticos os quais possuem dipolos aleatoriamente arranjados. A ação de um campo magnético externo tem por efeito a orientação dos dipolos gerando um campo magnético induzido conhecido como magnetização. A intensidade da magnetização está ligada à intensidade do campo



indutor e também a uma característica intrínseca do material, conhecida como susceptibilidade magnética, a qual indica a capacidade de magnetização de um dado corpo. A relação é dada por:

$$\vec{M} = \chi \vec{H} \quad (1)$$

onde :

$\vec{M}$  – Magnetização (A/m)

$\chi$  – Susceptibilidade magnética (adimensional)

$\vec{H}$  – Campo magnético (A/m)

A tabela 1 traz valores de susceptibilidade magnética típica para alguns materiais.

Material	Susceptibilidade Magnética (microgs) (média)
Água	0
Arenito	40
Folhelho	60
Calcário	30
Dolomito	10
Sal	50 (pode ser negativa)
Granito	250
Basalto	7000
Diabásio	5500
Dolerito	1700
Quartzo-Diorito	7000
Andesito	16000
Gabro/Norito	7000
Peridotito	15000
Quartzo-pórfiro	6000
Riolito	1500
Augita-Sienito	3500
Granodiorito	500
Rochas Metamórficas	420

Tabela 1 Valores de susceptibilidade magnética típicos para alguns materiais (Gomes, 2006)

Em geofísica, a entidade medida é uma grandeza física conhecida como indução magnética, a qual representa a contribuição do campo indutor e da magnetização, podendo ser escrita como:

$$\vec{B} = \mu_0 (\vec{H} + \vec{M}) \quad (2)$$

onde :

$\vec{B}$  – Indução magnética (T)

$\mu_0$  – Permeabilidade magnética no vácuo (N/A²)

#### 4.1.2 O potencial e campo magnético

Como no caso gravitacional, pode-se também estabelecer um potencial magnético escrito como:

$$A(\vec{r}) = - \int_{-\infty}^{\vec{r}} \vec{H}(\vec{r}) \cdot d\vec{r} \quad (3)$$

onde :

$A(\vec{r})$  – Potencial magnético no ponto  $\vec{r}$

$\vec{H}(\vec{r})$  – Campo magnético

De outra forma, o campo magnético pode ser obtido do potencial usando-se a equação:

$$\vec{H}(\vec{r}) = -\nabla A(\vec{r}) \quad (4)$$

Considerando-se um pólo magnético pode-se estabelecer a expressão do campo magnético como:

$$\vec{H}(\vec{r}) = \left( \frac{p}{\mu |\vec{r}|^3} \right) \vec{r} \quad (5)$$

onde :

$p$  – pólo magnético

$\mu$  – permeabilidade magnética

Dada a característica radial do campo polar, a equação acima pode ser escrita como:

$$\vec{H}(r) = \left( \frac{p}{\mu r^2} \right) \hat{r} \quad (6)$$

onde :

$r$  – distância entre o pólo e o ponto

$\hat{r}$  – versor na direção  $\vec{r}$

Substituindo-se a equação acima na equação 3 obtém-se:

$$A(r) = \frac{p}{r} \quad (7)$$

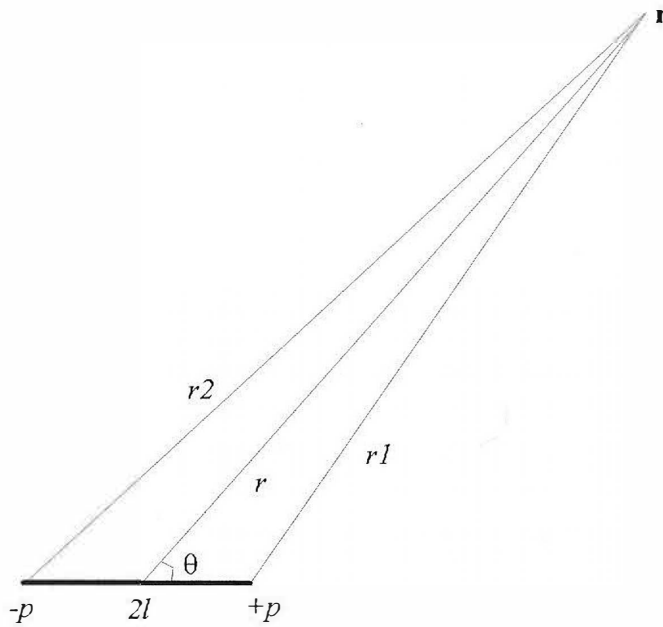
Entretanto, como não existem pólos magnéticos, deve-se recorrer à linearidade da expressão do potencial para estabelecer a expressão do potencial de um dipolo como:

$$A = \left( \frac{p}{r_1} - \frac{p}{r_2} \right) = p \left[ \frac{1}{(r^2 + dl^2 - 2dlr \cos \theta)^{1/2}} - \frac{1}{(r^2 + dl^2 + 2dlr \cos \theta)^{1/2}} \right], \quad (8)$$

Onde os elementos da equação podem ser vistos na figura 11 Se  $r \gg dl$  a equação acima simplifica-se para:

$$dA = dm \cos \theta / r^2, \quad (9)$$

Onde  $dm$  é o módulo do vetor de momento de dipolo cujo valor é  $dm = 2dlp$ .



**FIGURA 11** Dipolo magnético

#### 4.1.3 A anomalia magnética

Um volume de material magnético pode ser considerado como um agrupamento de dipolos magnéticos inicialmente desalinhados, não apresentando, portanto, magnetização. Esta, por sua vez, surgirá a partir de um campo magnético externo que age alinhando os dipolos. Considerando uma distribuição volumétrica qualquer (figura 12), a equação 9 e o fato de que  $dm$  pode ser escrito como  $dm = Mdv$  onde  $M$  é a intensidade do vetor de magnetização do corpo, pode-se escrever a expressão para o potencial em um ponto qualquer devido a um único dipolo como:

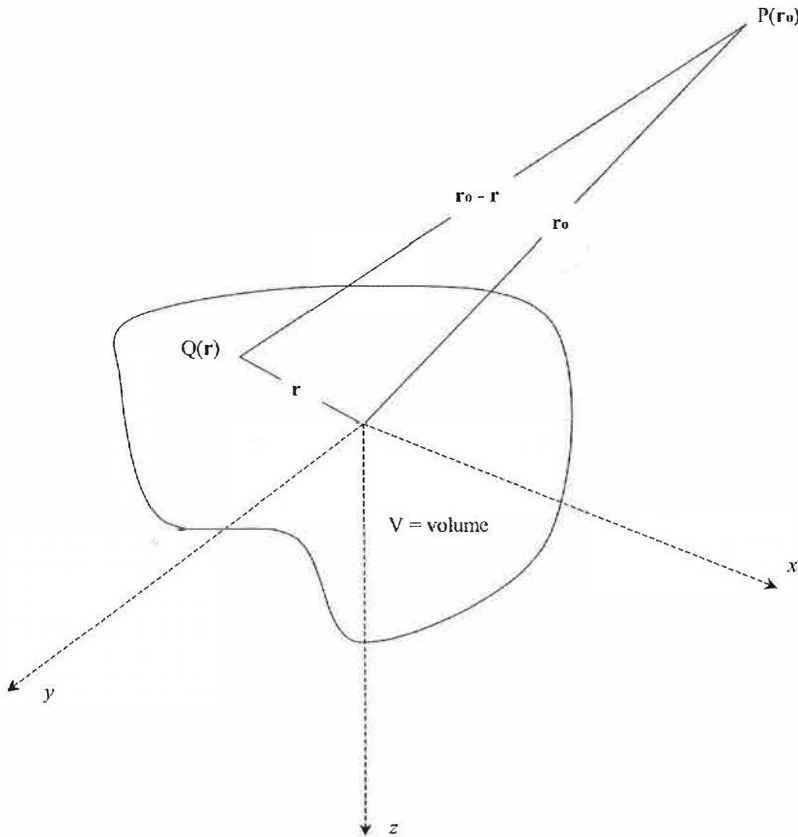
$$dA(\vec{r}_0) = \frac{M(\vec{r}) \cos \theta dv}{|\vec{r}_0 - \vec{r}|^2} = -\vec{M}(\vec{r}) dv \cdot \nabla_{\vec{r}_0} \left( \frac{1}{|\vec{r}_0 - \vec{r}|} \right) \quad (10)$$

Levando-se em consideração toda a extensão volumétrica do corpo ter-se-á a seguinte expressão para o potencial do corpo anômalo:

$$A(\vec{r}_0) = - \int_V \vec{M}(\vec{r}) \cdot \nabla_{\vec{r}_0} \left( \frac{1}{|\vec{r}_0 - \vec{r}|} \right) dv. \quad (11)$$

O campo magnético do corpo anômalo é facilmente calculado fazendo-se:

$$\vec{H}(\vec{r}_0) = -\nabla A(\vec{r}_0) \quad (12)$$

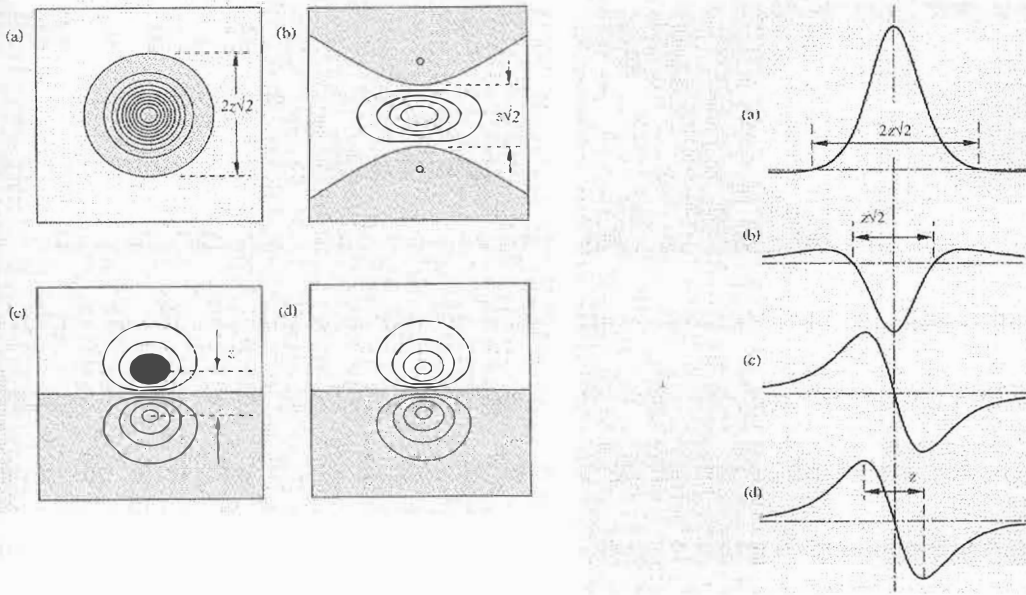


**FIGURA 12** Representação do campo magnético gerado por uma distribuição volumétrica.  $\mathbf{r}$  é o vetor posição de um dipolo qualquer  $Q$  e  $\mathbf{r}_0$  é o vetor posição do ponto  $P$  no qual será medido o campo.

A figura 13A mostra as componentes vertical e horizontal do campo magnético de dipolos dispostos vertical e horizontalmente a uma distancia  $z$  em relação ao plano de medida. A



figura 13B mostra perfis ao longo dos trechos indicados na figura 13A das respectivas componentes do campo magnético



**FIGURA 13 A:** Componentes do campo magnético de um dipolo. (a) componente vertical / dipolo vertical, (b) componente horizontal / dipolo horizontal, (c) componente horizontal / dipolo vertical, (d) componente vertical / dipolo horizontal. B: Perfis correspondentes aos mapas da figura 13A.

Somando-se o campo da equação 12 ao campo geomagnético, tem-se o campo magnético total medido:

$$\vec{H}_T = \vec{H}_G + \vec{H}(\vec{r}_0). \quad (13)$$

O campo anômalo é uma fração do campo geomagnético e não está necessariamente na mesma direção.

## 4.2 O magnetismo da Terra

O campo geomagnético é mais complexo do que aquele produzido por um grande dipolo magnético. Sua configuração permite dividi-lo em três partes. A parcela mais significativa é chamada de campo principal, componente que varia lentamente e tem origem

interna. A parcela menos importante, conhecida como campo geomagnético externo, tem componentes de natureza extra terrestre de variação rápida. Existem também as componentes causadas pela variação local devido a presença de anomalias magnéticas situadas na crosta terrestre.

#### 4.2.1 O campo geomagnético interno

A teoria mais aceita afirma que o campo geomagnético principal é causado pela corrente de convecção de material condutor circulando no núcleo externo em cuja composição estão presentes ferro e níquel, que são materiais condutores. A fonte do campo, portanto, seria um dínamo no qual um fluido altamente condutivo se move de forma complexa devido à convecção. Dados paleomagnéticos mostram que o campo geomagnético principal tem variado de acordo com o eixo de rotação terrestre indicando um acoplamento entre o movimento convectivo e a orientação do eixo de rotação. Entretanto, uma parcela pequena porém significativa, sob o ponto de vista exploracional, do campo geomagnético subsuperficial é fornecida pelas anomalias magnéticas encontradas na crosta terrestre. A soma das parcelas dos campos geomagnético principal e do campo gerado pelas anomalias crustais geram o campo geomagnético subsuperficial.

#### 4.2.2 O campo geomagnético externo

A porção do campo geomagnético que não pode ser explicada pelo movimento de convecção no núcleo externo parece estar associada às correntes elétricas em camadas ionizadas da alta atmosfera. Do ponto de vista da prospecção geofísica, essa parcela do campo requer maior atenção pois, possui uma taxa temporal de variação maior que o campo principal. Variações espaço temporais do campo geomagnético principal não afetam

significativamente prospecções magnéticas, entretanto, deve-se tomar alguns cuidados para evitar a interferência das variações do campo geomagnético externo.

#### 4.2.3 Magnetismo de rochas e minerais

Mudanças locais do campo geomagnético principal são geradas pela presença de corpos magnetizados em pequenas profundidades, os quais são o foco da prospecção magnética. Tais corpos, conhecidos como anomalias magnéticas, são geralmente constituídos por minerais como magnetita e outros compostos por Ferro e Titânio contidos na rocha. Um padrão de classificação bastante útil divide esses minerais de acordo com seu comportamento quando submetido a um campo externo. Substâncias diamagnéticas caracterizam-se por apresentar exclusivamente magnetização oposta ao campo magnético indutor o que significa que elas possuem susceptibilidade negativa. Dentre os materiais diamagnéticos mais comuns estão grafita, sal e quartzo. Substâncias magnéticas com susceptibilidade positiva são conhecidas como paramagnéticas. Elementos paramagnéticos como ferro, cobalto e níquel possuem um grau extremamente alto de alinhamento dos dipolos, o que faz com que eles sejam classificados como ferromagnéticos. Quando esse alinhamento ocorre de forma intensa, porém em sub domínios com direções opostas de forma que o efeito total se torna quase nulo, a substância é dita antiferrimagnética e possui baixa susceptibilidade. Entretanto, é possível que o número de sub domínios em direções opostas seja bastante diferente, gerando uma susceptibilidade resultante não nula. Materiais com essas características são conhecidos como ferrimagnéticos e são maioria na natureza.

#### 4.3 Anomalias magnéticas de estruturas simples

Em geofísica de exploração o objetivo é detectar corpos magnetizados na crosta terrestre. Para tanto faz-se medidas do campo megnético total. Esse campo, conforme dito

anteriormente, é composto pelo campo principal e campo anômalo. Para se obter as anomalias de campo total realiza-se então uma subtração do campo medido,  $\vec{T}$  do campo principal,  $\vec{F}$ , obtendo-se então  $\Delta\vec{F} = \vec{T} - \vec{F}$ . O campo magnético do corpo anômalo depende essencialmente da sua magnetização e forma, conforme visto na equação 11. A magnetização é um vetor e portanto, sua intensidade e direção (inclinação e declinação) influenciam as medidas. Pode-se notar também diferentes respostas do campo quando se faz variar as espessuras e profundidades das anomalias. A seguir, tem-se os efeitos desses fatores sobre o campo medido.

#### 4.3.1 Efeito da profundidade nas anomalias magnéticas

Observou-se o campo magnético medido em superfície devido à presença de um prisma retangular de 2 km de espessura e 10 km de lados, com magnetização de 1 A/m, inclinação de  $-29^\circ$  e declinação de  $-9^\circ$ , colocado à diferentes profundidades. Pode-se concluir que, à medida em que se aprofunda o corpo, a intensidade do campo medido diminui e ocorre um afastamento entre o mínimo e o máximo valores do campo conforme sugere a figura 14.

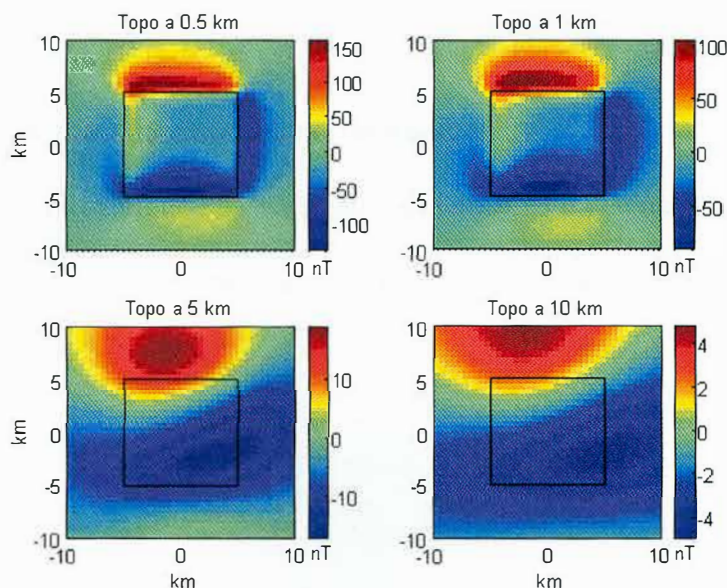
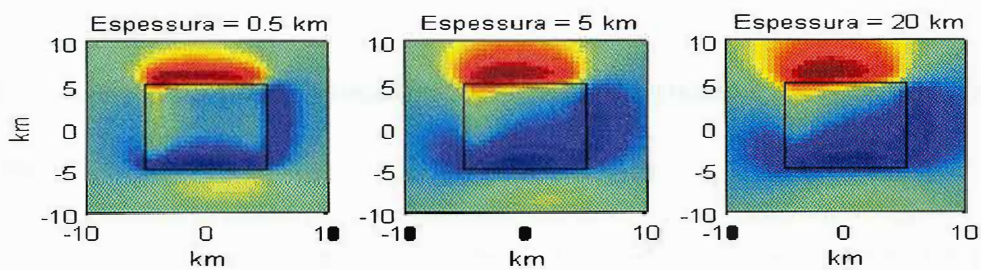


FIGURA 14 Efeitos da profundidade sobre o campo magnético medido.

#### 4.3.2 Efeito da espessura nas anomalias magnéticas

A figura 15 traz as medidas do campo magnético em superfície relativas a um prisma retangular idêntico ao da seção anterior, porem, colocado a uma profundidade constante de 1km e com diferentes espessuras. sobre o campo magnético medido em superfície. Nota-se claramente a centralização da anomalia sobre o corpo para medidas feitas no pólo magnético.



**FIGURA 15** *Efeitos da espessura sobre o campo magnético medido.*

#### 4.3.3 Efeitos da atitude nas anomalias magnéticas

A figura 16 mostra os efeitos da variação da inclinação e declinação da magnetização de um prisma retangular com 10 km de lados, 0,5 km de espessura e a 1 km de profundidade,



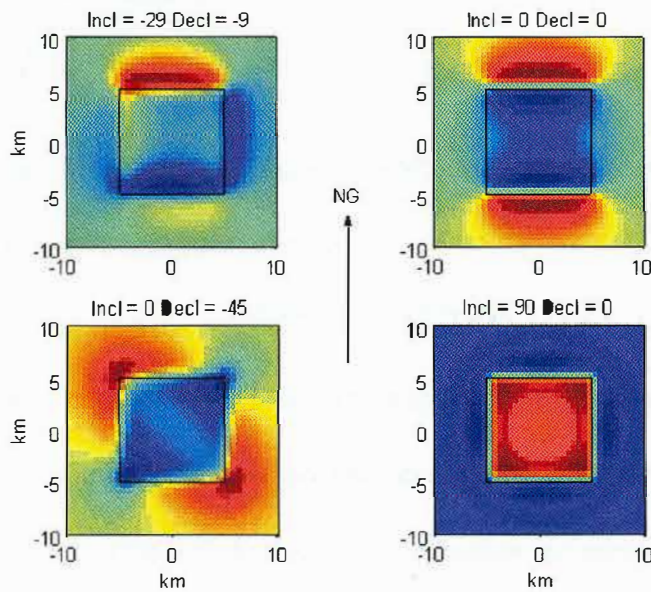


FIGURA 16 Efeitos da inclinação e declinação da magnetização sobre o campo magnético.

#### 4.4 Aspectos teóricos da aplicação do método magnético à prospecção de óleo e gás

Na década de 70, após ampla utilização com fins científicos, os métodos potenciais foram os precursores nas pesquisas e exploração de recursos minerais marinhos, principalmente os hidrocarbonetos (petróleo e gás) nas margens continentais (Nettleton, 1976). Foram amplamente utilizados para o mapeamento dos limites das bacias sedimentares e de diversos alvos importantes para a indústria do petróleo (falhas, domos salinos, *grabens*, *horsts*, espessura crustal, etc). Nos fins dos 70, McKenzie (1978) desenvolveu um modelo termo-mecânico e demonstrou como os métodos potenciais poderiam ser utilizados para fins de exploração de petróleo e gás em bacias sedimentares.

As aplicações do método magnético na prospecção de recursos minerais data da descoberta de hidrocarbonetos na década de 20, no Texas-EUA. Desde então, várias aplicações do uso dos métodos potenciais (gravimetria e magnetometria) foram realizadas para fins de exploração de recursos minerais marinhos. Tais aplicações relacionam-se à pesquisas globais, regionais e

locais onde pode-se ressaltar os estudos de Patherson & Reeves (1985), Keller (1988), Chapin (1996) e Burley et al. (2000).

Dentre as aplicações globais e regionais do método, grande parte tem suporte nos dados obtidos por navios oceanográficos e pelo sensoriamento remoto dos satélites MAGSAT, SEASAT, GEOSAT, ERS-1 e TOPEX-POSEIDON. Tais satélites possibilitaram a interpretação regional de anomalias residuais magnéticas e gravimétricas, que são utilizadas para uma série de objetivos de prospecção, como por exemplo: i) para a definição do "potencial e riscos de exploração" de bacias e sub-bacias sedimentares, ii) para definição dos limites entre crosta oceânica e crosta continental e iii) para o mapeamento de novas fronteiras exploratórias. Através da modelagem dessas anomalias pode-se ainda investigar a idade térmica da crosta oceânica e seus processos magmáticos, a espessura dos sedimentos, a morfologia do embasamento, a espessura da crosta e o fluxo de calor superficial. Deve-se destacar que todos estes parâmetros são fundamentais para a definição dos ambientes tectono-magmáticos e sedimentares com potencial para exploração de hidrocarbonetos em ambientes marinhos.

Atualmente, as aplicações do método magnético (Leaman, 1994) para a prospecção de recursos minerais marinhos, principalmente petróleo e gás, não está limitada apenas ao mapeamento de grandes estruturas geológicas. O grande desenvolvimento da aeromagnetometria (Cowan & Cowan, 1993), e da geofísica marinha de alta resolução, com a utilização de gradiômetros magnéticos, tem permitido a definição detalhada da geometria de pequenas estruturas. O método magnético pode fornecer, portanto informações fundamentais para a exploração e produção de hidrocarbonetos e devem ser integrados a outros métodos geofísicos para sua melhor confiabilidade.

Neste aspecto, uma informação fundamental, por exemplo, é a definição da estrutura de densidades e porosidades de um poço para controle sismo-estratigráfico. Deve-se ressaltar ainda que, independente do grande desenvolvimento tecnológico dos métodos acústicos, o método magnético tem sido utilizado em escala de detalhe, no âmbito da geofísica de exploração, inclusive no monitoramento da produção de campos de petróleo e gás.

#### **4.5 Tipos de levantamentos magnéticos**

Os levantamentos magnéticos podem ser realizados em terra, no mar e no ar. Levantamentos terrestres são principalmente usados em exploração mineral e possuem como objetivo identificar detalhadamente estruturas mineralizadas tais como sulfetos e ouro. Levantamentos aéreos são realizados em uma etapa de reconhecimento sobre áreas relativamente extensas com o objetivo de detectar respostas magnéticas de macro feições. São bastante usados em exploração de petróleo em uma etapa preliminar à sísmica para fornecer profundidade, topografia e características composicionais das rochas do embasamento. Isso porque as susceptibilidades das rochas sedimentares são em geral pequenas e contrastam com as altas susceptibilidades das rochas ígneas do embasamento.

##### **4.5.1 Levantamentos aéreos**

Levantamentos aéreos têm sido feitos em várias partes do mundo em busca de óleo e minerais. Nesses casos, os magnetômetros tem sensibilidades em torno de 0,01 nT, mais sensíveis portanto, do que aqueles usados em levantamentos terrestres (10 a 20 nT). Tal característica permite que se realize levantamentos a algumas dezenas de metros da superfície possibilitando o mapeamento de longas áreas. As linhas de levantamento quase sempre são paralelas espaçadas de 100 metros a alguns quilômetros. A direção das linhas é geralmente normal à tendência geológica principal e a altitude de vôo é usualmente fixa sendo que as



alturas medidas em relação à topografia são constantemente avaliadas. Mudanças temporais do campo geomagnético são registradas em um magnetometro em terra e seu efeito é posteriormente corrigido. Linhas de checagem, perpendiculares às linhas principais são feitas com o objetivo de verificar as leituras nos pontos de intersecção. Os dados magnéticos de aerolevantamentos são corrigidos de deriva instrumental, elevação e localização das linhas usando um esquema de mínimos quadrados para o reposicionamento. O valor do campo magnético principal da terra (IGRF) é subtraído dos valores medidos. Um magnetometro de base em terra é usado para eliminar os efeitos da variação diurna e arranjos de gradiometros horizontais ajudam a eliminar variações temporais rápidas. Levantamentos aéreos são atrativos porque possuem baixo custo e alta velocidade, o que faz com que se atenuem os efeitos da variação temporal do campo magnético. Além disso, feições erráticas próximas à superfície, que geralmente comprometem levantamentos terrestres, são eliminadas. A altitude de vôo pode ser escolhida de modo a favorecer estruturas de certos volumes e profundidades. Por fim, levantamentos aeromagnéticos podem ser realizados sobre regiões inacessíveis em terra tais como pântanos, lagos, montanhas etc.

#### 4.5.2 Levantamentos marítimos

Nesses levantamentos o elemento sensor é colocado a uma distância de 150 a 300m do navio (para reduzir os efeitos da anomalia magnética oriunda da embarcação) em um receptáculo a prova d'água o qual é rebocado a 15 metros abaixo da superfície do mar. Fornecem algumas vantagens significativas em relação aos aerolevantamentos mas, a menos que seja realizado em conjunto com gravimetria ou sísmica, oferecem desvantagem econômica. A principal aplicação tem sido em levantamentos oceanográficos de larga escala relacionados à física da Terra e pesquisa de petróleo. A maior parte das evidências da teoria de tectônica de placas foi coletada através de levantamentos magnéticos marítimos.

### 4.5.3 Levantamentos terrestres

Levantamentos terrestres são basicamente aplicados no detalhamento de corpos mineralizados. Estações de medida são colocadas a uma distância de 15 a 60 metros entre si, podendo estar a 1 metro em algumas ocasiões especiais. Correções diurnas e de variações erráticas geralmente não são realizadas, pois em prospecção mineral (maior aplicação dos levantamentos terrestres) as anomalias são em geral maiores do que 500 nT. A sensibilidade do magnetometro usado (em torno de 1 nT) requer que as estações fiquem localizadas distantes de qualquer objeto de dimensões consideráveis contendo ferro em sua composição. Correções de latitude podem ser desprezadas, entretanto, a influencia da topografia deve ser levada em consideração quando existem formações próximas constituídas por minerais metálicos (tais como magnetita), neste caso a correção de terreno se torna necessária.

## 4.6 Processamento

O processamento de dados magnéticos é uma etapa anterior à interpretação, onde se modifica o dado através da aplicação de determinadas operações matemáticas visando a eliminação de ruídos e ampliação da resolução de corpos anômalos, o que facilita a tarefa de identificação e caracterização de tais corpos. A seguir tem-se as principais operações realizadas.

### 4.6.1 Transformada de Fourier

A transformada de Fourier é usada em magnetometria para aumentar a resolução de anomalias, mudar a inclinação do campo em um processo conhecido como redução ao pólo,

realizar a conversão de campo total para campo vertical, cálculo de derivadas e separar anomalias causadas por fontes de diferentes comprimentos e profundidades.

#### 4.6.2 Derivadas

Mapas de primeira e segunda derivadas verticais são frequentemente construídos sobre dados de magnetometria para tornar mais evidentes as anomalias conferindo maior nitidez às feições antes inobservadas. Os mapas podem ser obtidos do campo medido usando um esquema de diferenças finitas, dessa forma a derivada primeira escreve-se por:

$$\frac{dh(x_i)}{dx} = \frac{h(x_{i+1}) - h(x_i)}{\Delta x} \quad (14)$$

Para a derivada segunda tem-se:

$$\frac{d^2 h(x_i)}{dx^2} = \frac{h(x_{i+2}) - 2h(x_{i+1}) + h(x_i)}{(\Delta x)^2} \quad (15)$$

Esse procedimento pode ser usado para cada componente do campo magnético.

#### 4.6.3 Continuação

A continuação é um procedimento matemático com o qual, a partir de medidas de campo magnético feitas em um certo nível  $z = 0$ , pode-se extrapolar o campo para um nível  $z = +h$  ou  $z = -h$ . O procedimento é usado para comparar medidas feitas em diferentes altitudes de vôo, ou para simular a aquisição de dados junto à anomalia, o que, teoricamente, tornaria a medida mais nítida evidenciando melhor a presença da anomalia. Para campos magnéticos a continuação para cima (onde  $z$  positivo para baixo) é dada por:

$$h(x', y', -h) = \frac{h}{2\pi} \iint \frac{h(x, y, 0) dx dy}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + h^2]^{\frac{3}{2}}} \quad (16)$$

Na prática substitui-se a integral acima por um somatório utilizando os dados coletados em campo.

#### 4.6.4 Análise espectral

A expressão para o campo de um corpo anômalo frequentemente pode ser escrita como o produto de três funções no domínio do número de onda (ou convolução no domínio espacial). O primeiro deles, conhecido como fator de amplitude pode ser escrito como:

$$F_a = (4\pi M)^2 \quad (17)$$

Onde  $M$  é o momento magnético por unidade de volume. O fator de profundidade pode ser escrito como:

$$F_h = \exp\left[-2h(k_x^2 + k_y^2)^{1/2}\right] \quad (18)$$

Onde  $h$  é a profundidade do dipolo. O terceiro parâmetro é conhecido como fator de orientação de campo e é escrito como:

$$F_\beta = \frac{(lk_x + mk_y)^2}{(k_x^2 + k_y^2)} + n^2 \quad (19)$$

Onde  $l$ ,  $m$  e  $n$  são os cossenos diretores do campo. É possível escrever o campo de um dipolo em termos desses fatores como:

$$f(x, y, 0) = f_a(x, y) * f_h(x, y, h) * f_\beta(x, y) \quad (20)$$

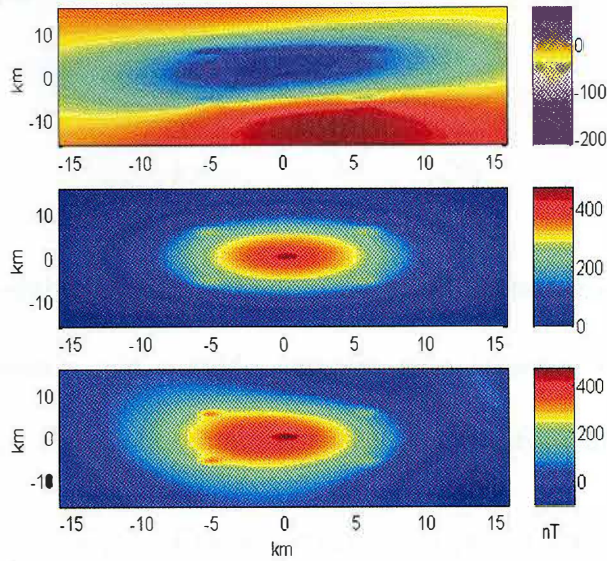
Ou, no domínio do número de onda:

$$F(k_x, k_y, 0) = F_a(k_x, k_y) F_h(k_x, k_y, h) F_\beta(k_x, k_y) \quad (21)$$

Os efeitos de qualquer um desses fatores podem ser removidos deconvolvendo no domínio do espaço ou dividindo no domínio do número de onda. Esse procedimento é utilizado para separar efeitos de corpos rasos e profundos e/ou de grandes e pequenas dimensões.

#### 4.6.5 Redução ao pólo

É uma operação que simula a tomada de dados no pólo magnético, isto é, modifica a inclinação do campo medido para a vertical. Pode ser feita convolvendo o campo magnético com um filtro cuja resposta no domínio do número de onda é o produto entre um fator de orientação da polarização e um fator de orientação de campo. Essa transformação simplifica os mapas de campo total e é uma operação relativamente fácil nas altas latitudes magnéticas, porém, se torna mais difícil próximo ao equador magnético. A figura 17 mostra a anomalia magnética de cinco placas de espessura 0,5 km e largura de 1 x 1 km a uma profundidade média de 1,25 km e outra de largura 12 x 12 km situada a 6 km de profundidade, em um campo magnético de inclinação e declinação,  $11^\circ$  e  $-14^\circ$ , respectivamente, no topo, no pólo (meio) e reduzida ao pólo (base).



**FIGURA 17** Anomalia magnética de cinco placas. Medidas realizadas no topo, no pólo e reduzida ao pólo.

#### 4.6.6 Deconvolução de Werner

Método desenvolvido com o objetivo de isolar uma determinada anomalia magnética da interferência causada pela presença de anomalias próximas. A anomalia magnética de um dique mergulhante é escrita como:

$$F(x) = \frac{[M(x - x_0) + Nz]}{[(x - x_0)^2 + z^2]} \quad (22)$$

Onde  $x_0$  é o ponto na superfície diretamente sobre o centro do topo do dique,  $z$  é a profundidade do topo,  $x$  é o ponto de medida,  $M$  e  $N$  são funções desconhecidas da geometria e mineralização. Rearranjando a equação (22) tem-se:

$$x^2 F(x) = a_0 + a_1 x + b_0 F(x) + b_1 x F(x) \quad (23)$$

Onde:

$$a_0 = -Mx_0 + Nz$$

$$a_1 = M$$

$$b_0 = -x_0^2 - z^2$$

$$b_1 = 2x_0$$

Daí, pode-se deduzir que:

$$\begin{aligned} x_0 &= b_1 / 2 \\ z &= \frac{(-4b_0 - b_1^2)^{1/2}}{2} \end{aligned} \quad (24)$$

Assim, é possível determinar  $x_0$  e  $z$  medindo  $F$  em quatro estações e resolvendo o sistema de equações. Werner assumiu que o ruído causado pela presença de anomalias magnéticas vizinhas acrescenta uma série polinomial à equação (22) transformando-a em:

$$\bar{F}(x) = F(x) + c_0 + c_1x + \dots + c_nx^n \quad (25)$$

Neste caso, a prática aconselha determinar  $n+5$  incógnitas e, portanto, o mesmo número de estações deve ser usado. Usualmente seis ou sete estações são suficientes. A deconvolução de Werner pode ser aplicada também a outras estruturas geológicas tais como topografia do embasamento, interfaces magnéticas, falhas e contatos.

#### 4.7 Interpretação

Frequentemente os dados de magnetometria são interpretados qualitativamente. Isso significa que a simples avaliação visual dos mapas pode revelar importantes informações sobre a estrutura geológica em sub superfície. Para tanto, é necessário que o interprete possua experiência considerável em análise de dados magnetométricos. As operações de processamento de dados mostradas na seção anterior são fundamentais para tornar os mapas visualmente bem resolvidos, eliminando ruídos de diversas naturezas. Dessa forma, os mapas magnéticos podem ser diretamente correlacionados com mapas topográficos. Entretanto, o fenômeno da magnetização remanente frequentemente produz efeitos indesejados que prejudica a interpretação qualitativa. Em regiões sedimentares, onde o embasamento geralmente excede 1500m, os contornos magnéticos são normalmente suaves e as variações

são pequenas, refletindo mais as rochas do embasamento do que as feições próximas à superfície. Regiões predominantemente compostas por rochas ígneas e metamórficas geralmente exibem variações magnéticas erráticas, onde estruturas em profundidade são usualmente camufladas por efeitos magnéticos de alta frequência originados próximo à superfície.

É possível realizar sobre dados de magnetometria uma interpretação quantitativa, a qual depende essencialmente das etapas de modelagem direta e inversa. Na primeira, o objetivo é obter uma relação físico-matemática entre o campo magnético registrado e propriedades tais como magnetização e geometria dos corpos em subsuperfície. Para tanto, é necessário parametrizar o meio, isso é, determinar uma linguagem matemática para descrever adequadamente o meio geológico, extraindo parâmetros matemáticos que o caracterize, e permitam estabelecer as equações de modelagem direta. Existem varias formas de parametrização, dentre as quais as mais conhecidas são:

- a) Parametrização prismática: O corpo é avaliado como um conjunto de pequenos prismas retangulares, onde cada prisma possui magnetização constante. Desta forma, usando-se as equações (11) e (12) e definindo corretamente os limites de integração, pode-se obter a expressão para o campo magnético gerado pela anomalia.
- b) Parametrização laminar: O corpo é seccionado em finas fatias limitadas por seções poligonais representando seu contorno estrutural. O efeito magnético de cada lâmina é calculado e depois integrado na vertical para a obtenção do efeito total.
- c) Parametrização poliédrica: Um corpo de forma qualquer é representado por um poliedro adequadamente construído de forma tal a se assemelhar ao corpo original. É possível calcular o campo magnético de corpos poliédricos resolvendo analiticamente as equações (11) e (12).

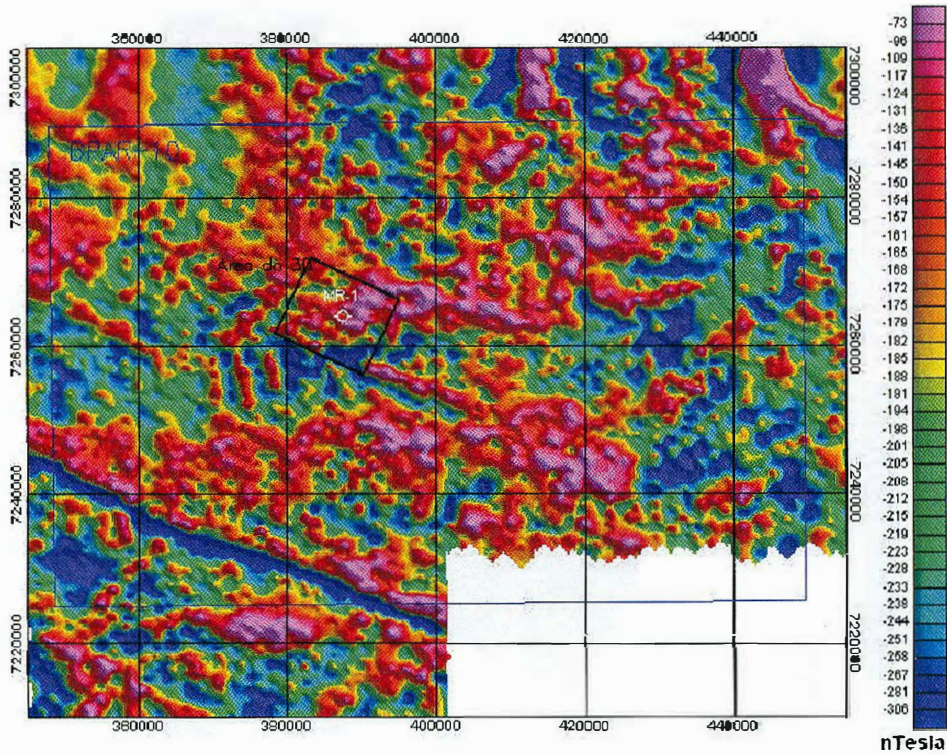


A modelagem direta pode ser usada na interpretação quantitativa através de um procedimento de tentativa e erro, isto é, modela-se sucessivamente o meio, variando-se os parâmetros, até que se consiga obter um mapa magnético sintético que melhor se ajuste ao mapa medido em campo. Em meios compostos por estruturas geológicas complexas, o método é demorado, podendo não fornecer resultados satisfatórios. Uma alternativa é utilizar a modelagem inversa, na qual se procura correlacionar os dados medidos aos dados sintéticos obtidos pela modelagem direta. Os métodos de inversão podem ser classificados em determinísticos (mínimos quadrados linear e não linear, SVD etc.) e estatísticos (algoritmo genético, *simulated annealing* etc) e, apesar de possuírem certas limitações, apresentam resultados satisfatórios mesmo em meios com estruturas geológicas complexas.

## **5 LEVANTAMENTOS MAGNÉTICOS NA BACIA DO PARANÁ: ESTUDO DE CASOS**

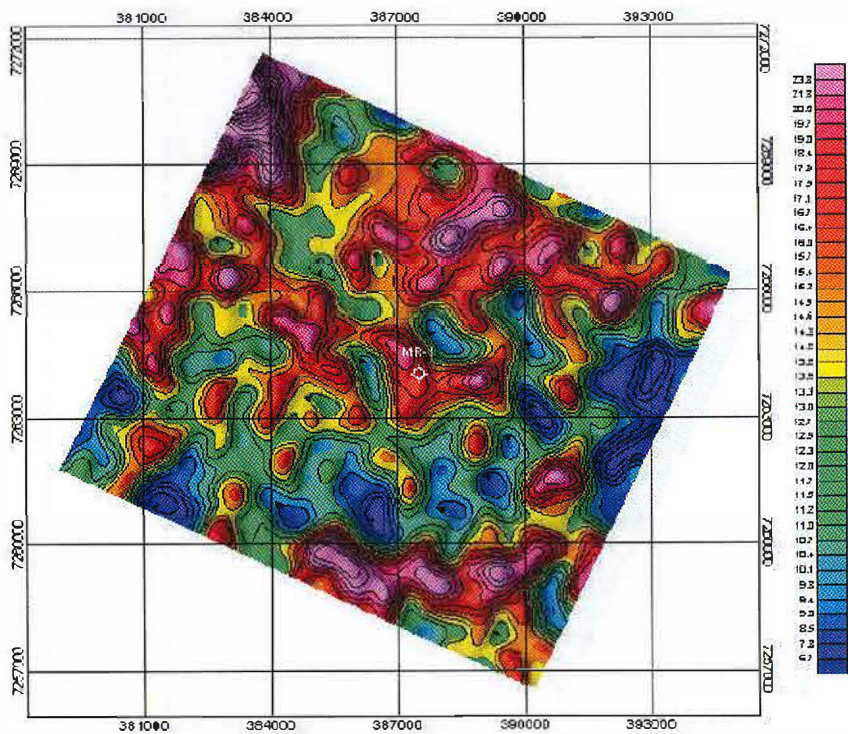
### **5.1 Análise dos dados gravimétricos, magnéticos e de susceptibilidade na área do 3D de Mato Rico, bacia do Paraná**

Trata-se de um artigo escrito pelos geofísicos Roberta Mary Vidotti e Osni Bastos de Paula da PETROBRAS S.A com o objetivo de realizar uma interpretação qualitativa do mapa magnetométrico obtido em um levantamento no ano de 1999 na região de Mato Rico simultaneamente a um levantamento sísmico 3D. Foram realizadas 7886 medidas de susceptibilidade com estações separadas entre si de 40m usando um susceptibilímetro Kappameter KT5 de baixa penetração. Por conta disso, as medidas refletem a susceptibilidade superficial. Desta forma, caso a rocha esteja inalterada em superfície ou o manto de intemperismo represente apenas a alteração *in loco*, o padrão de distribuição da susceptibilidade magnética vai distinguir as diferentes províncias em subsuperfície. O mapa magnético reduzido ao pólo (figura 18) mostra fortes lineamentos NO referentes à presença dos diques de diabásio que cortam a bacia, inclusive a seção de basalto da formação Serra Geral. O forte contraste de susceptibilidade entre o basalto e o diabásio assim como a componente de magnetização remanente das intrusivas, torna possível a diferenciação geofísica. Neste caso, a medida direta da susceptibilidade sobre o terreno é uma tentativa de isolar possíveis corpos intrusivos, cuja delimitação é de extrema importância exploratória.



**FIGURA 18** *Mapa de localização da área e magnético regional.*

O mapa de susceptibilidade magnética da figura 19 apresenta vários alinhamentos de altos e baixos na direção NW. Essas feições lineares têm a direção aproximada dos diques de diabásio e podem ser indicativos de alguma descontinuidade.



**FIGURA 19** Mapa de localização da área e magnético regional.

A figura 20 traz a interpretação qualitativa do mapa de susceptibilidade da figura 19, mostrando os alinhamentos e algumas feições anômalas positivas mais amplas. Um exemplo interessante é a anomalia EW no extremo sul na região topograficamente mais baixa. Sua presença pode indicar que houve transporte e concentração de minerais magnéticos nas regiões mais baixas.



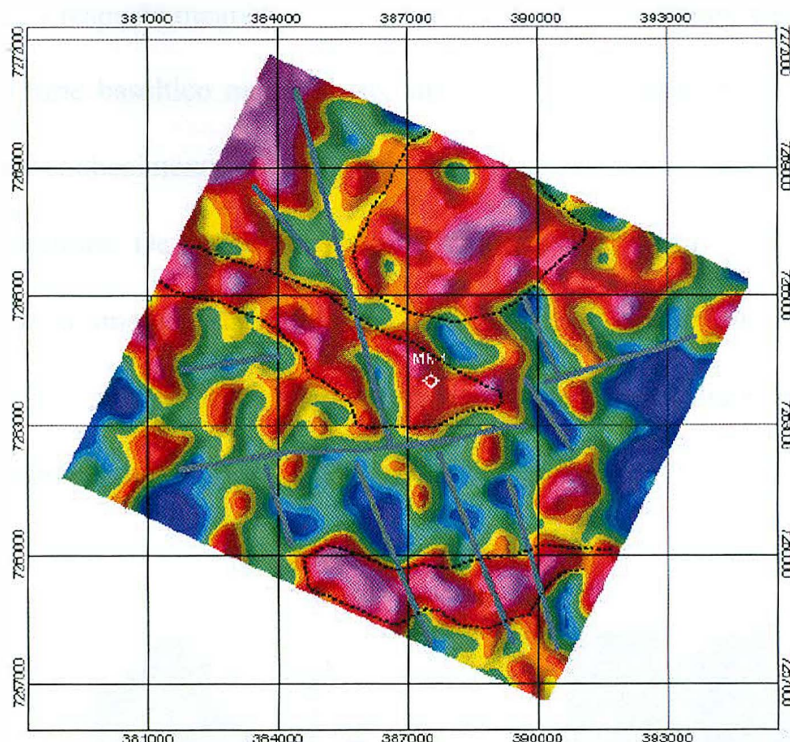
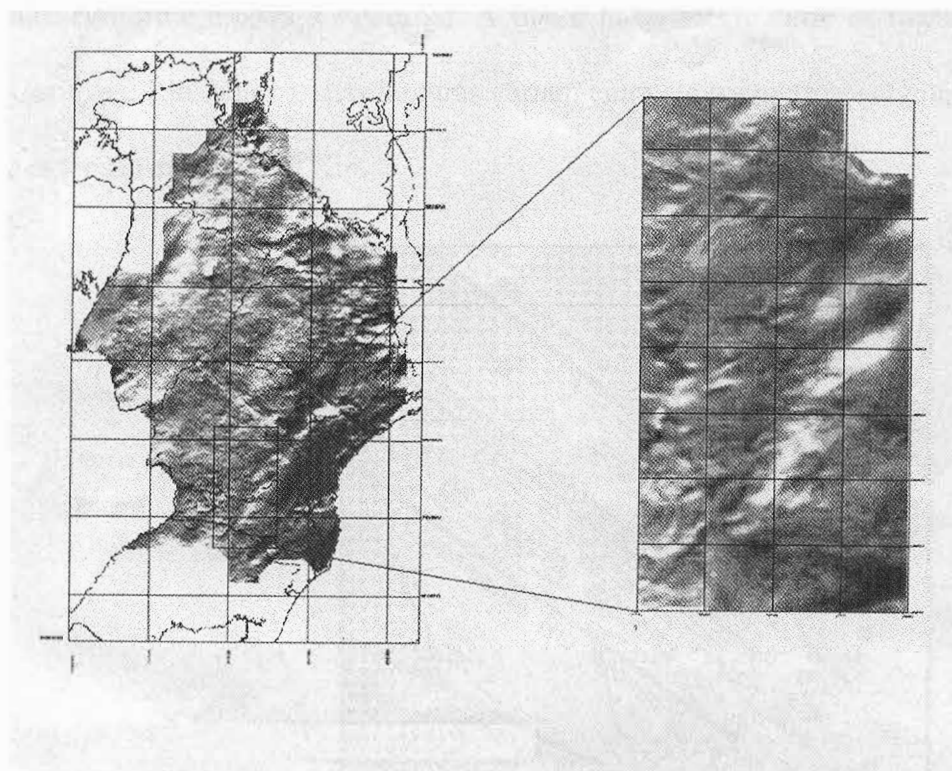


FIGURA 20 Mapa de susceptibilidade com províncias e lineamentos interpretados.

## 5.2 Métodos potenciais na bacia do Paraná: Alguns aspectos a considerar na sua interpretação.

O artigo foi escrito pelo geofísico Osni Bastos de Paula da PETROBRAS S.A e apresentado no 5º congresso internacional da SBGf em 1997. Nele o autor descreve algumas feições típicas da bacia, bem como a metodologia usada para fazer a interpretação dos dados magnetométricos da região. Destaca que a interpretação pode ser realizada de forma quantitativa, através de modelagens, ou qualitativa, através de mapas do campo e algumas derivações. Para qualquer um dos casos, entretanto, deve ser calibrada com interpretações sísmicas, perfis de poços, medidas de laboratório, imagens de satélites e dados de topografia digitalizados. Esse procedimento permite definir em diversas escalas zoneamentos com características geofísicas comuns, o que torna possível caracterizar áreas desprovidas de cobertura basáltica que tem nas soleiras, diques e litotipos do embasamento as principais

componentes para a resposta megnetometrica. Em regiões onde existem, é possível remover a influencia do derrame basáltico nas medidas através da modelagem do seu efeito, a qual é possível graças ao conhecimento da topografia e da base relativamente plana do derrame, já identificada pela sísmica. De forma geral, ficam impressos nos mapas finais as assinaturas da estruturação do embasamento pré-cambriano, de direção SW-NE, geralmente truncados pela direção SE-NW, que normalmente é relacionada à presença dos diques de diabásio juro-cretáceos, conforme mostra a figura 21.

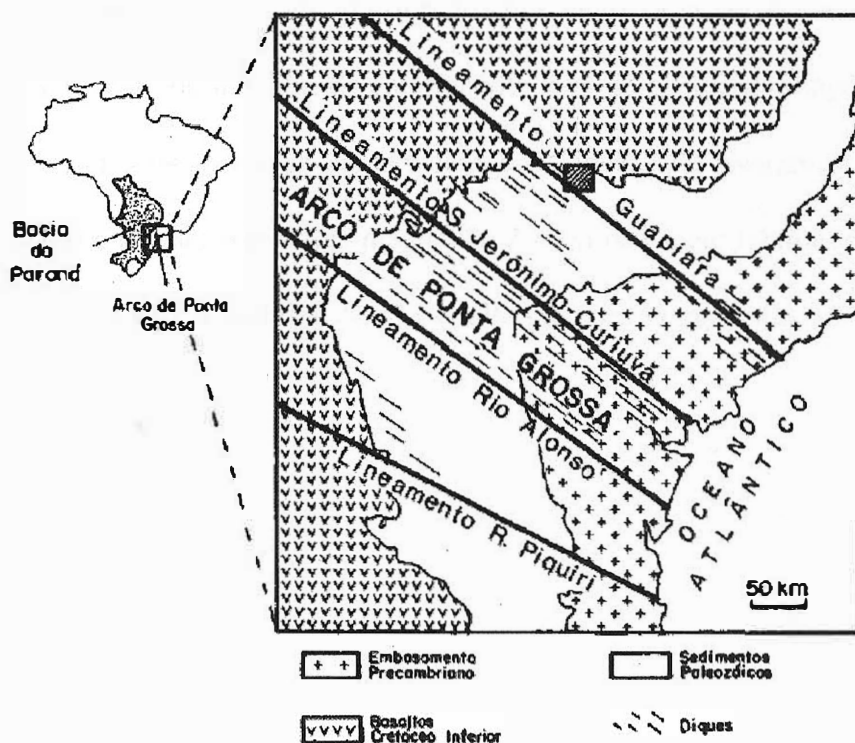


**FIGURA 21** *Mapa magnético da bacia do Paraná.*

### **5.3 Detectibilidade magnética de diques do arco de Ponta Grossa: Um estudo integrado de magnetometria terrestre/aérea e magnetismo de rocha.**

Esse artigo, apresentado na Revista Brasileira de Geociências em dezembro de 1991 pelos geofísicos Naomi Ussami, Alexandre Kolisnyk, Maria raposo, Francisco Ferreira, Éder

Molina e Márcia Ernesto, teve por objetivo apresentar um critério quantitativo de detectibilidade magnética de diques não aflorantes na região norte do arco de Ponta Grossa, através de aerolevantamentos convencionais, em um estudo combinado de magnetometria terrestre/aérea e magnetismo de rochas. Os diques ocorrem nessa região da bacia do Paraná entre a borda leste e a margem continental sudeste do Brasil, tem larguras que variam de alguns metros a 100m e intrudem o embasamento Pra-Cambriano e os sedimentos paleozóicos na direção preferencial NW. São milhares deles, paralelos aos lineamentos tectônicos do embasamento, conforme mostra a figura 22. A maior parte ocorre entre os lineamentos são Jerônimo, Curiúva e Rio Alonzo, suas larguras variam entre alguns metros e algumas centenas de metros e extensão entre 1 e 50 Km.



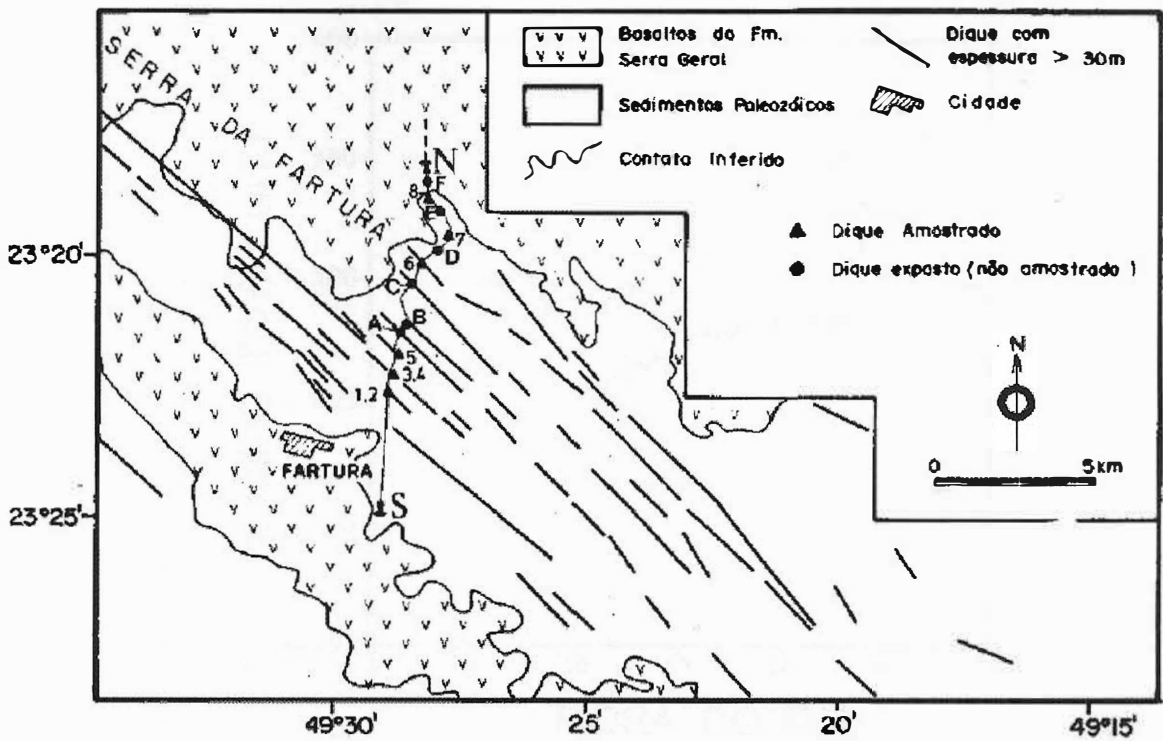
**FIGURA 22** Mapa regional do arco de Ponta Grossa com a localização da área de estudo indicada com um quadrado hachurado.

A área estudada situa-se na parte norte do arco de Ponta Grossa entre as cidades de Sarutaia e Fartura, no sudeste do estado de São Paulo (figura 23).e nas proximidades do lineamento Guapiara, que se estende para o interior da bacia do Paraná.

### 5.3.1 Magnetometria terrestre

O perfil de magnetometria terrestre, com comprimento de 16Km, foi determinado pelos seguintes critérios: cruzamento com a direção dos diques com ângulo mínimo de 45°, orientação da linha terrestre concordante com uma linha de vôo do aerolevantamento projeto Botucatu e estrada de fácil acesso com bons afloramentos de diques e distante de fontes de perturbações magnéticas como fios de alta tensão, fios elétricos e cercas de arame. Foram obtidas aproximadamente 360 medidas da componente total do campo ao longo do perfil. Na figura 23 são mostrados os locais de amostragem dos diques que tiveram a magnetização remanescente natural e a susceptibilidade magnética determinadas em laboratório, bem como os diques aflorantes mas não amostrados devido ao alto grau de alteração das rochas.





**FIGURA 23** Mapa geológico simplificado da região de Fartura. Os números indicam os sítios onde foram amostrados os diques que tiveram a magnetização determinada em laboratório. As letras indicam os diques observados mas não amostrados.

A monitoração da variação diurna do campo geomagnético foi efetuada em duas bases fixas onde cinco leituras eram feitas a cada 15 minutos. Os dados referentes aos dois dias de monitoração são mostrados na figura 24 e os valores da componente total do campo ao longo do perfil após a remoção das variações temporais, são mostrados na figura 25.

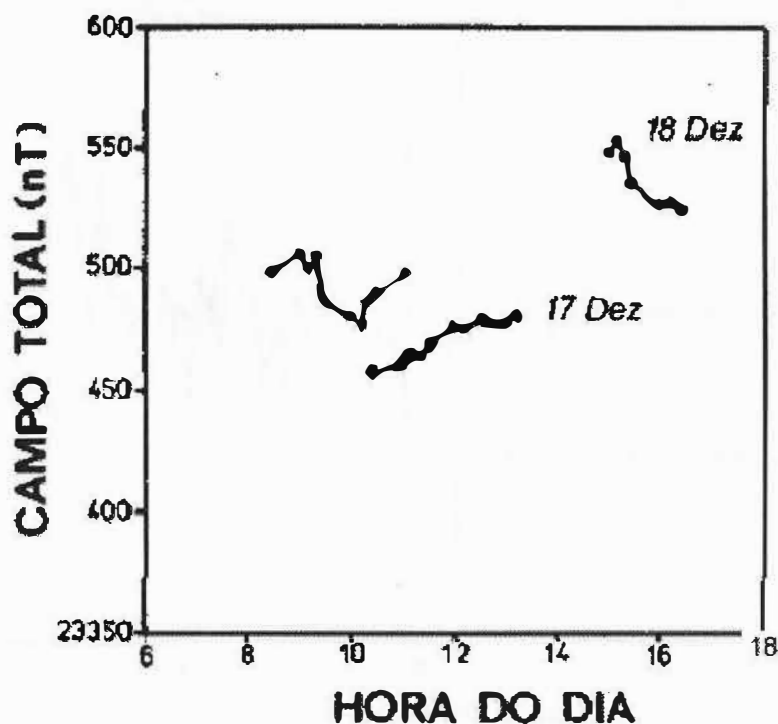


FIGURA 24 Dados das bases de monitoração das variações diurnas do campo geomagnético.

A equação 26 descreve a variação do campo regional em  $nT$ , o qual, é mostrado como uma linha contínua na figura 25.

$$T(nT) = 23.465,7 - 8,4 \times \text{distância (km)} \quad (26)$$

O resultado da remoção do campo regional é mostrado na figura 26. Na mesma figura estão localizados os diques amostrados e não amostrados, assim com os diques inferidos a partir do padrão de anomalia magnética característica de dique. Essa anomalia, em um dique isolado cuja a magnetização é maior do que a rocha encaixante apresenta-se negativa ao sul e positiva ao norte se a magnetização total se aproxima da magnetização induzida em corpos situados na latitude magnética sul. Onde a anomalia magnética está claramente associada a um dique aflorante, observa-se o padrão magnético de dique (pmd), é o que pode ser visto no dique número 6 da figura 26.

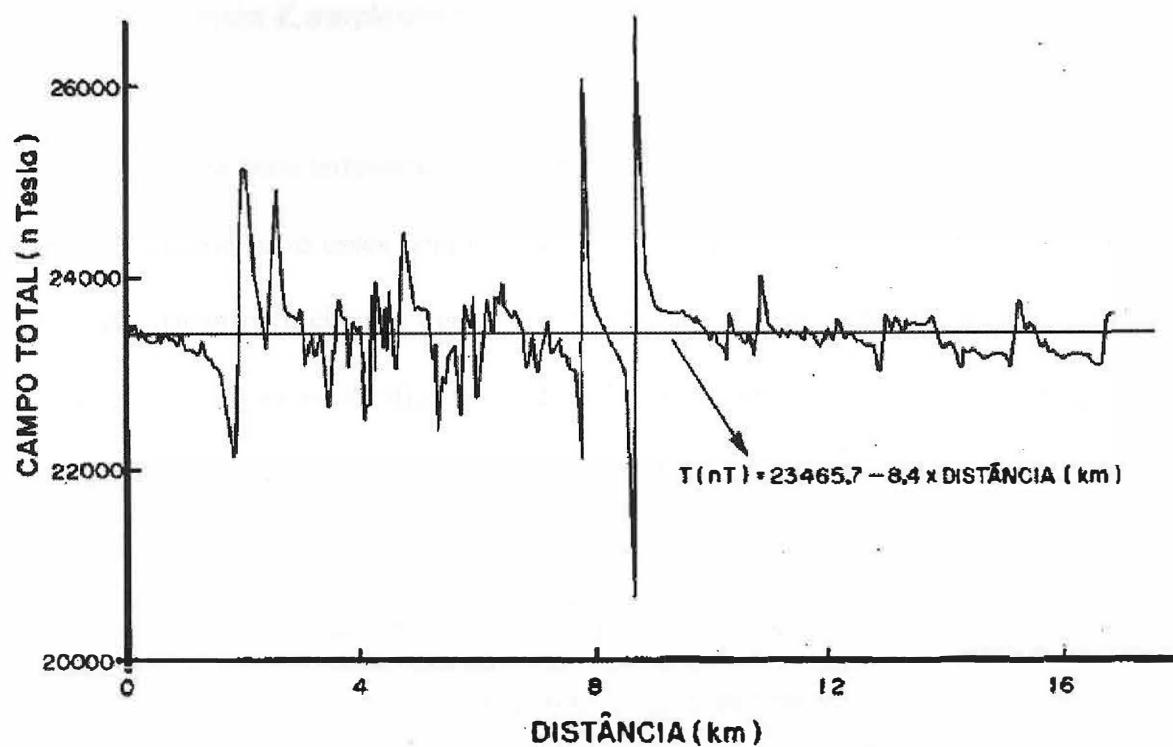


FIGURA 25 Perfil magnetometrico terrestre (componente total do campo) entre Sarutaiá e Fartura. A reta indica ajuste linear por mínimos quadrados que corresponde ao campo regional.

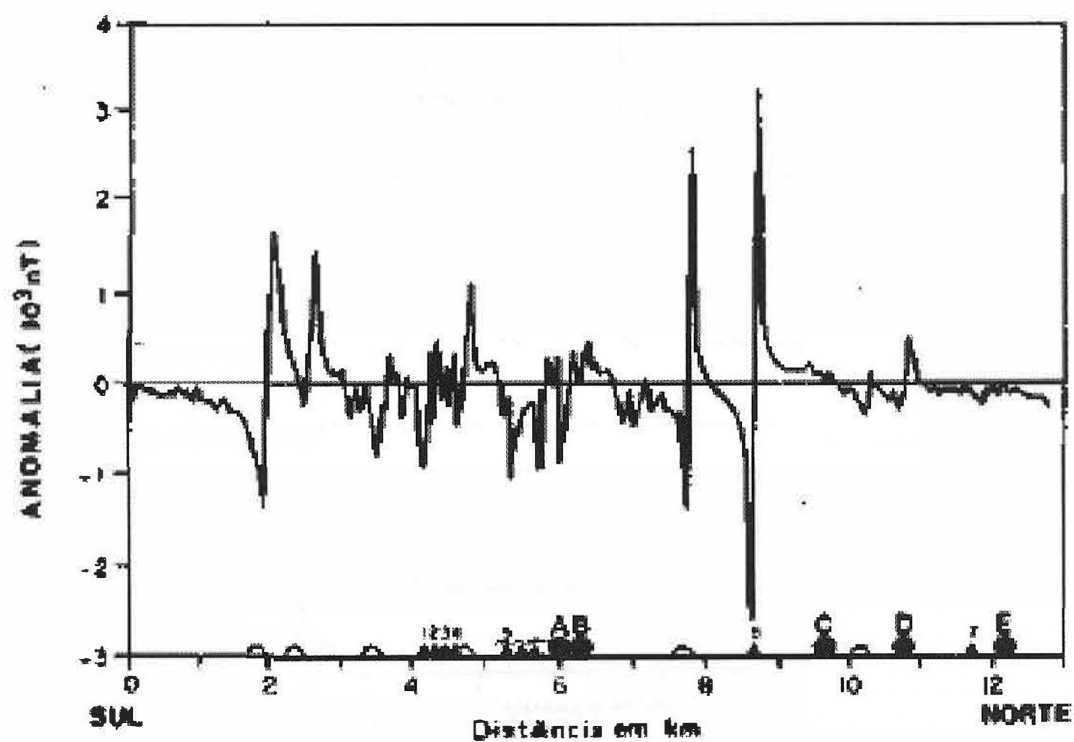
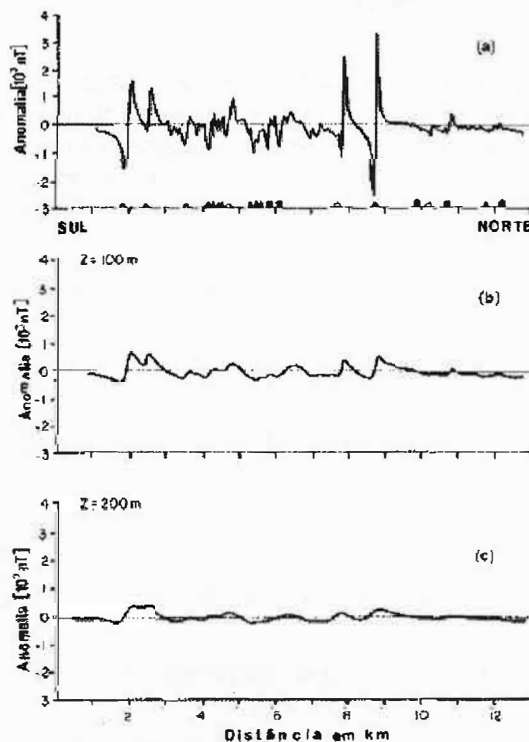


FIGURA 26 Anomalias magnéticas residuais resultantes da remoção do campo regional, juntamente com a localização dos diques observados e amostrados (triângulo), observados mas não amostrados (circulo cheio), e inferidos (semi círculo aberto).

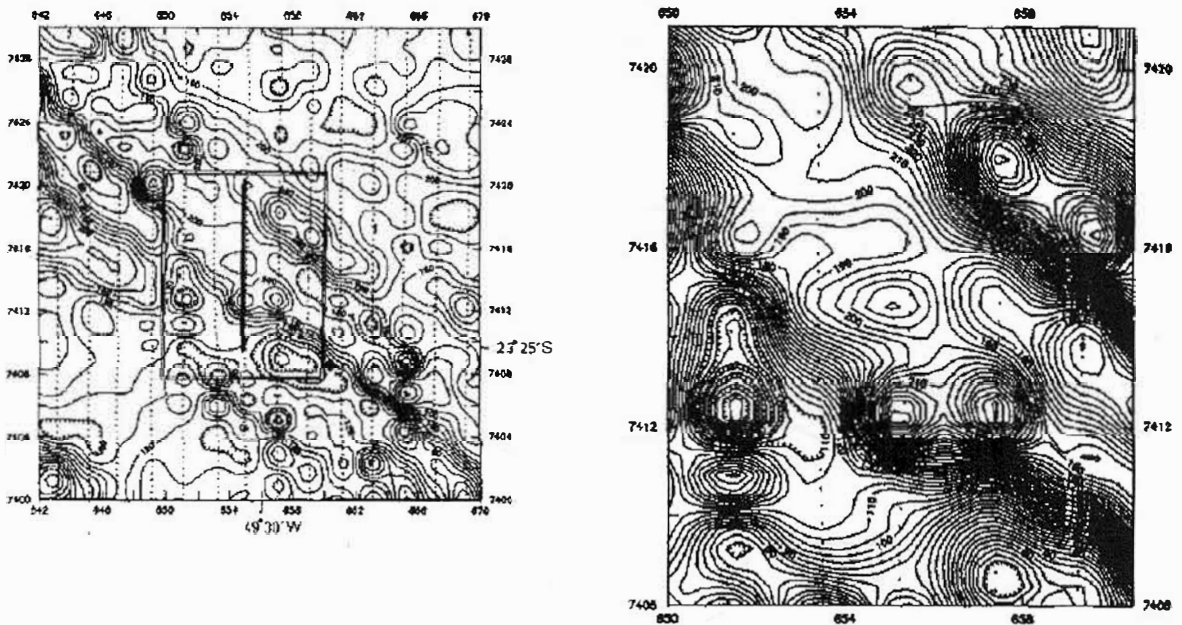
### 5.3.2 Dados terrestres X aerolevantamento

Levantamentos magnéticos terrestres e aéreos possuem resolução e definição diferentes. Uma comparação adequada entre esses dois tipos de dados só deve ser feita após a realização da chamada continuação para cima, a qual consiste em uma extrapolação matemática do dado objetivando elevar o nível topográfico da medida da superfície para um ponto qualquer acima dela. Vários métodos numéricos podem ser utilizados para se realizar a continuação de campos potenciais, dentre os quais, um dos mais eficientes, faz uso da transformada rápida de Fourier. A figura 27 mostra perfis magnetométricos terrestre (a) e continuado para cima nas alturas de 100m (b) e 200m (c). O fator de atenuação para anomalias de curto comprimento de onda, como aquelas associadas aos diques, é de aproximadamente 7 para a altitude de 100m acima do terreno.



**FIGURA 27** Resultados do processo de continuação para cima (a) dos dados terrestres, (b) para a altura de 100m e (c) para a altura de 200m.

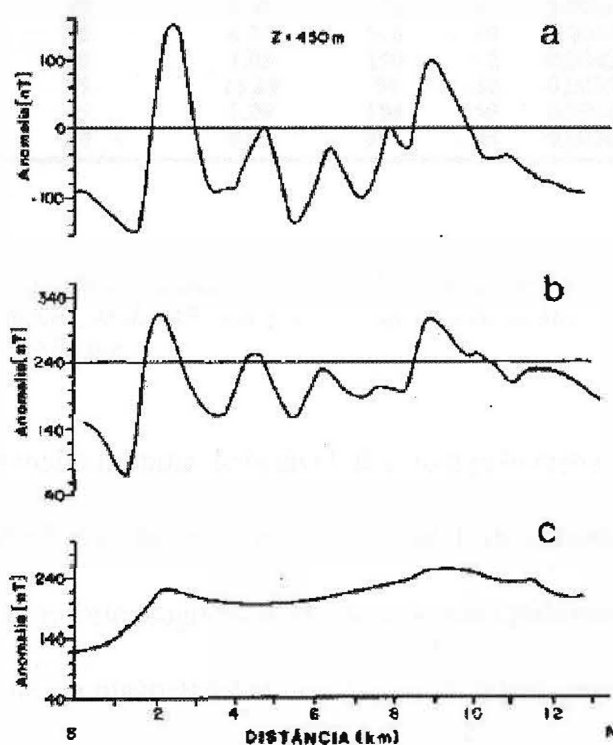
O perfil magnetométrico terrestre coincide aproximadamente com uma linha de vôo do aerolevantamento denominado projeto Botucatu. A figura 28 (a) mostra o mapa de contorno referente a área desse estudo com intervalo de contorno de 20nT. A área retangular delimitada nessa figura foi reamostrada com intervalo de 5 nT (figura 28 (b)).



**FIGURA 28** (a) Mapa de contorno magnético do projeto Botucatu obtido a partir da interpolação dos dados da linha de vôo (linha pontilhada) numa grade regular de 1Km x 1Km com um intervalo de contorno de 20nT. A linha vertical contínua corresponde a localização do perfil terrestre. O retângulo indica área do mapa mostrado na figura (b) com intervalo de contorno de 5nT.

A figura 29 mostra o campo magnético terrestre continuado para uma altura de 450m (a), o campo magnético medido dentro de uma aeronave a 450m e com intervalo de medida de 100m (b) e o campo digitalizado a partir do mapa da figura 27 (a) o qual foi construído com uma grade de 1km x 1km (c). A discrepância nos valores do eixo vertical das anomalias no perfil (a) e perfis (b) e (c) deve-se ao processo de remoção do campo regional. Portanto, a menos de uma constante, os perfis (a) e (b) mostram boa concordância para anomalias de curto comprimento de onda. No perfil da figura 29 (c) nota-se que para um intervalo de amostragem maior o conteúdo de alta frequência (referente à presença dos diques) é perdido o que deixa

claro, portanto, que as lineações presentes na figura 28 (a) são referentes não a presença de diques mas, a feições estruturais do embasamento.



**FIGURA 29** Comparação entre (a) dados magnéticos terrestres continuados para 450m acima do terreno, (b) dados coletados pelo aerolevante ao longo da linha de vôo e (c) dados digitalizados do mapa de contorno da figura 3.3.7 (a).

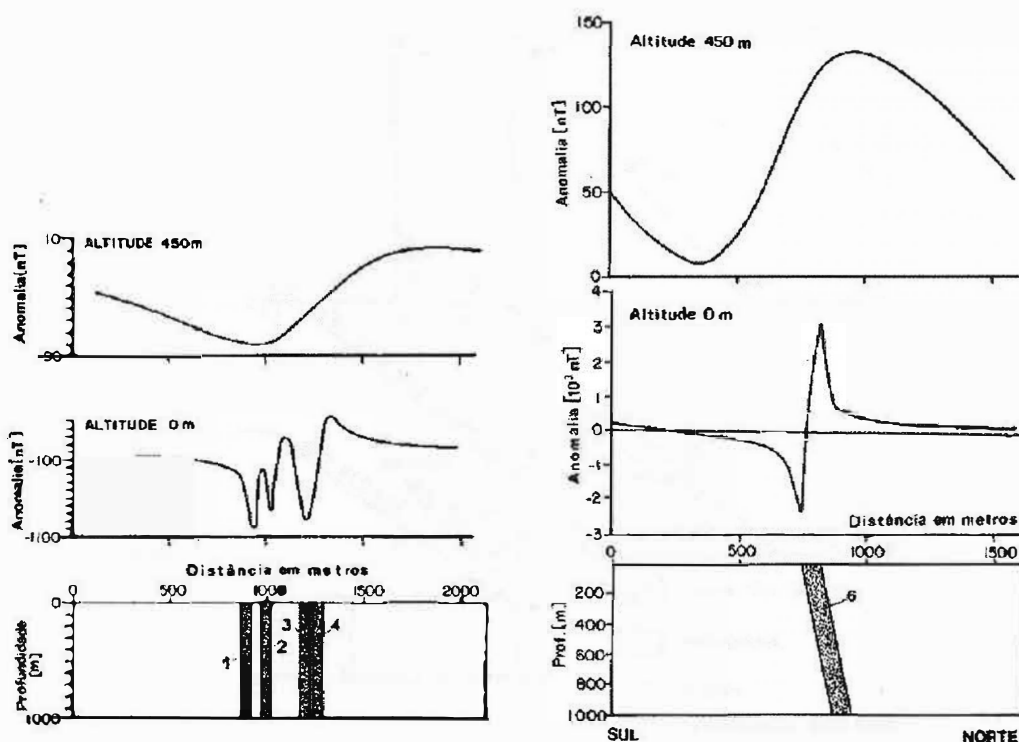
### 5.3.3 Detectibilidade magnética de diques por aerolevamentos

Utilizando os dados de magnetização dos diques obtidos em laboratório e expostos na tabela 3.3.1, foram realizadas modelagens da resposta magnética da presença de diques em levantamentos terrestres e aéreos com o objetivo de estabelecer um critério quantitativo de detectabilidade dos diques.

N° Dique	Largura Aparente (m)	MRN (10 <sup>-3</sup> Gauss)	D (°)	I (°)	k (cgs)	Q
1	50	0,34	352	- 36	0,0022	0,66
2	50	2,30	171	32	0,0031	3,18
3	50	0,39	176	43	0,0024	0,68
4	50	4,34	348	- 40	0,0064	2,89
5*	50	1,03	190	- 2	0,0042	1,05
6	75	13,89	34	- 36	0,0033	12,21
7+	75	0,09	184	50	0,0004	0,89
8	20	0,85	352	- 35	0,0036	2,13

**Tabela 2** Dados de magnetização dos diques da região de fatura: MRN – intensidade da magnetização remanescente natural, D – declinação da MRN em graus, I – inclinação da MRN em graus, k – susceptibilidade magnética, Q – razão de Koenisberger.

Considerando que a anomalia mínima detectável, definida pelo erro nas correções da variação diurna do campo seja de 10nT, diques com larguras de 10m só serão detectados a 450m de altura de vôo, se possuírem forte magnetização, ou seja, susceptibilidade aparente maior que  $5 \times 10^{-2}$  cgs. O valor médio da magnetização dos diques da região estudada está mais próximo de  $10^{-2}$  cgs. Neste caso, a 450m de altura, somente diques com largura superior a 50m serão detectados. Para uma altura de vôo de 150m diques com largura maior que 10m seriam detectados desde que apresentassem susceptibilidade aparente próxima de  $10^{-2}$  cgs. Diques com larguras menores que 10m, mesmo para baixas altitudes de vôo, dificilmente seriam detectados. A figura 30 mostra os gráficos de campo magnético total medidos em terra e a uma altura de 450m, na presença dos diques numerados como 1,2,3 e 4 na figura 26.



**FIGURA 30** Anomalias magnéticas calculadas na superfície e a 450m acima da superfície para (a) diques numerados como 1,2,3 e 4 na figura 3.3.5 e (b) diques fortemente magnetizado número 6 na figura 3.3.5. Os valores de magnetização dos diques são aqueles mostrados na tabela 2.

#### 5.3.4 Continuidade dos diques para o interior da bacia

O objetivo é tentar identificar se os diques ocorrem ou não associados aos lineamentos magnéticos regionais observados na parte leste da bacia. Como para essa tarefa os mapas aeromagnéticos de contorno se mostram ineficazes, uma vez que possuem baixa resolução, optou-se por realizar dois perfis magnéticos terrestres adicionais onde os diques não afloram, mas são observados lineamentos nos mapas aeromagnéticos. A localização dos perfis, denotados pelas letras A e B, é mostrada na figura 31.



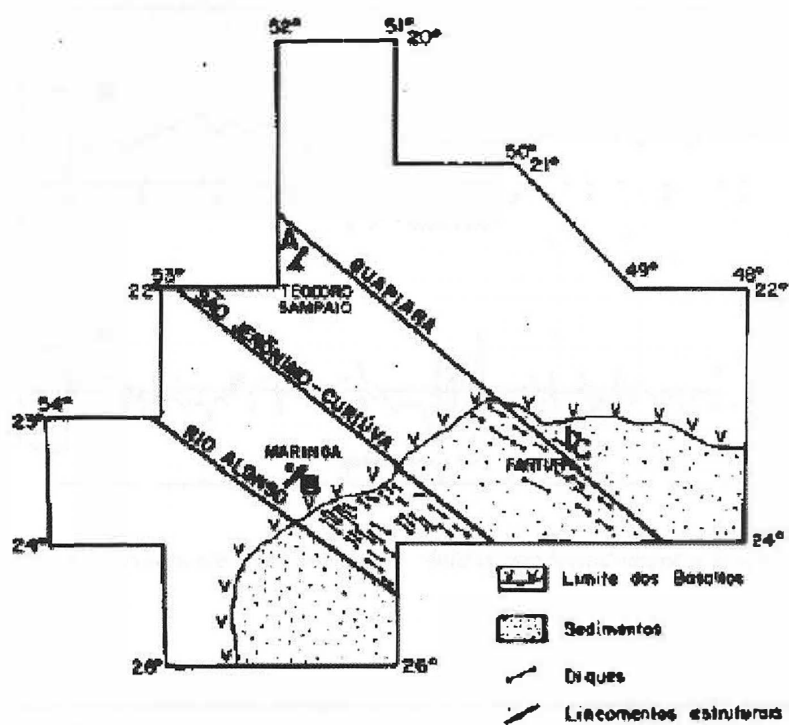


FIGURA 31 Mapa de localização dos perfis magnéticos terrestres do interior da bacia do Paraná.

A figura 32 traz os resultados do dois levantamentos. O perfil B, na região de Maringá, mostra anomalias magnéticas de curto comprimento de onda que podem ser atribuídas à ocorrência de diques, mas também à existência de falhas nos derrames. Para esclarecer a questão, foi realizada uma modelagem magnética simulando falhamentos no topo dos derrames basálticos, logo abaixo de uma camada de solo de cerca de 5m de espessura. Os resultados, expostos na figura 33, mostraram ser possível que algumas das anomalias de curto comprimento de onda do perfil A da figura 32 sejam causadas por falhas e/ou fraturas nos derrames da formação Serra Geral.

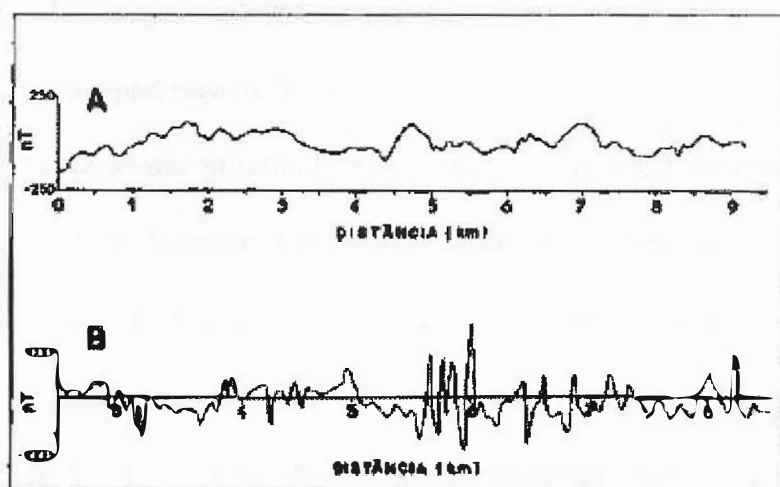


FIGURA 32 Anomalias da componente total do campo, obtidas nos levantamentos magnéticos terrestres A e B, mostrados na figura 31.

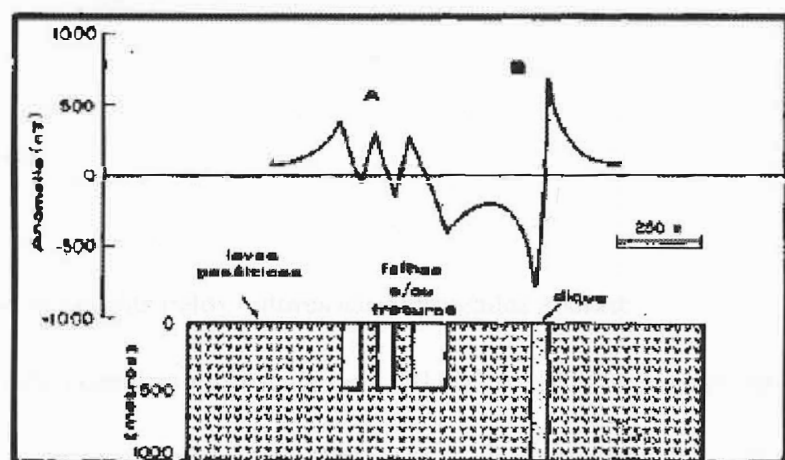


FIGURA 33 Cálculo do efeito magnético produzido por fraturas no topo do derrame de lavas (A), comparado com a anomalia magnética típica produzida por um dique. A espessura do solo sobre a camada de basalto é de 5m, o rejeito das falhas é de 500m e a susceptibilidade do basalto é de 0,01cgs. O campo indutor é de 23000nT, inclinação de  $-23^\circ$  e declinação de  $-17^\circ$ . A largura do dique é de 20m e o topo situado a 5 de profundidade, com magnetização de 0,03cgs.

As anomalias magnéticas de amplitude pico a pico maior que 500nT, como aquelas observadas entre os km 5,5 e 6 da figura 32, dificilmente poderiam ser causadas por fraturas no topo da camada basáltica, pois o rejeito das falhas no topo dessa camada deveria ser de 500m para explicar as anomalias de amplitude pico a pico de dessa magnitude, e uma vez que

não existem evidências de que nessa região ocorram falhas com esse rejeito, essas anomalias devem estar associadas a presença de diques.

No perfil A, situado nas proximidades do eixo NE da bacia do Paraná, as anomalias magnéticas apresentam-se bastante atenuadas. No entanto ainda são observadas algumas anomalias que poderiam ser atribuídas a diques em profundidade, como aquelas no km 4,5 e 6,5, por exemplo. Os diques nessa região devem cortar a seqüência basáltica estimada em cerca de 1700m. No entanto, o sinal magnético está atenuado uma vez que o dique acha-se encoberto com pelo menos 100m de arenitos da formação Caiuá. Desta forma, na região central da bacia do Paraná, a detecção magnética de diques, mesmo através de levantamentos terrestres, torna-se bastante difícil.

### 5.3.5 Conclusões

As conclusões obtidas pelos autores são itemizadas abaixo:

- Os mapas de contorno em escala de 1:50.000 e 1:100.000 da região do arco de Ponta Grossa e do interior da bacia do Paraná não possuem resolução suficiente para mostrar as anomalias produzidas pelos diques. A amostragem dos dados em intervalos maiores do que 250m elimina anomalias com comprimento de onda menor que 1km. Os lineamento magnéticos observados nesses mapas devem refletir principalmente feições estruturais no embasamento cristalino, preenchidas ou não por diques.
- Os dados de anomalias magnéticas ao longo da linha de vôo com espaçamento médio de 100m entre as leituras e a uma altura de 450m acima do terreno, somente mostram anomalias devidas aum grupo de diques ou dique com forte magnetização ( $> 4.000\text{nT}$  na superfície). Portanto, a partir dos dados ao longo da linha de vôo em

aerolevantamentos de baixa resolução não é possível determinar a frequência de ocorrência de diques.

- Existem diques cuja magnetização é bastante baixa e não produzem anomalias magnéticas detectáveis. Isso reforça a necessidade de procurar integrar dados geológicos e sensoriamento remoto com dados de aeromagnetometria e magnetometria terrestre em estudos e mapeamento desses corpos.
- Estudos magnetométricos de detalhe definidos a partir das principais características magnéticas regionais resultantes de aerolevantamentos na bacia do Paraná contribuiriam para o refinamento do conhecimento do seu arcabouço estrutural bem como no entendimento da evolução do vulcanismo mesozóico, aqui exemplificado pela utilização do método na inferência da relação estrutural entre as lavas e os diques no interior da bacia, onde a observação direta não é possível.

## 6 – CONCLUSÕES

Nesse trabalho foram expostos os fundamentos teóricos do método magnético, bem como alguns aspectos que envolvem a sua aplicação na prospecção de hidrocarbonetos na bacia do Paraná. As conclusões foram extraídas com base em estudo de casos baseados em artigos que versam sobre a aplicabilidade e eficiência do método quando dirigido ao estudo e caracterização de algumas feições geológicas típicas desta bacia.

De uma forma geral, na indústria do petróleo, o método magnético tem sido usado como coadjuvante da sísmica, basicamente para a delimitação geológica da bacia e mapeamento de feições estruturais do embasamento. Na bacia do Paraná, entretanto, feições geológicas bastante peculiares, tais como a presença das soleiras de diabásio que se localizam sobre a camada de sedimentos paleozóicos (principal alvo petrolífero da bacia), se constituem em elementos limitadores do imageamento sísmico da região, e delegam aos métodos potências a importante tarefa de agregar informações essenciais sem as quais não se poderia realizar uma correta interpretação geológica local. Em função disso, feições estruturais importantes para o sistema petrolífero, tais como falhas associadas à presença de diques de diabásio, as quais são de difícil mapeamento pelo método sísmico convencional, podem ser inferidas pelo método magnético que detecta a presença dos diques que as originam.

Para a construção de um modelo geológico mais confiável, a partir das medidas magnéticas realizadas, é preciso calibra-las com interpretações sísmicas, perfis de poços, medidas de laboratório, imagens de satélites e dados de topografia digitalizados. Esse procedimento permite definir em diversas escalas zoneamentos com características geofísicas comuns, o que torna possível caracterizar áreas desprovidas de cobertura basáltica que tem nas

soleiras, diques e litotipos do embasamento as principais componentes para a resposta magnetométrica. Em regiões onde existem, pode-se remover a influência do derrame basáltico nas medidas através da modelagem do seu efeito, a qual é possível graças ao conhecimento da topografia e da base relativamente plana do derrame, já identificada pela sísmica.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANP – Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis.. Anuário Estatístico. Rio de Janeiro. Disponível em [http://www.anp.gov.br/petro/dados\\_estatisticos.asp](http://www.anp.gov.br/petro/dados_estatisticos.asp) Acesso em 19 de março de 2007.

Araújo, C. C. de; Yamamoto, J. Kazuo; Rostirolla, S. P., Arenitos asfálticos na Bacia do Paraná: estudo das ocorrências no Alto Estrutural de Anhembi, B. Geoci. Petrobras, **14** (1): 47-70, Rio de janeiro, nov. 2005/maio 2006.

Assine, M. L., Soares, P. C., Milani, E. J., Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 24:77-89, 1994.

Artur, P. C. & Soares, P. C., Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Revista Brasileira de Geociências, **32**(4): 433-448, dezembro de 2002.

BDEP – Banco de Dados de Exploração. BDEP Web Maps. Rio de Janeiro. Disponível em <http://maps.bdep.gov.br/website/maps/viewer.htm> Acesso em 19 de março de 2007.

Borghi, L., A Bacia do Paraná, Tese de doutorado, IGEO/UFRJ, ago./2002.

Burley, S.D.; Clarke, S.; Dodds, A.; Frielingsdorf, J.; Huggins, P.; Richards, A.; Warburton, I.C. & Williams, G., 2000. New insights on petroleum migration from the application of 4D basin modelling in oil and gas exploration, Journal of Geochemical Exploration, **70**, 465-70.

Campos, L. de; Milani, E.; Toeledo, M.; Queiroz, R.; Catto, A.; Selke, S., Barra Bonita: a primeira acumulação comercial de hidrocarboneto da Bacia do Paraná, IBP, 1998.

Chapin, D.A., 1996. A deterministic approach toward isostatic gravity residuals: A case study from South America, *Geophysics*, **61**, 1022-1033.

Cowan, D.R. & Cowan, S., 1993. Separation filtering applied to aeromagnetic data, *Expl. Geophysics*, **24**, 429-436.

França, Almerio Barros, Potter, Paul Edwin. Stratigraphy and Reservoir Potential of Glacial Deposits of the Itararé Group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brazil. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1991.

Keller, G.R., 1988. The development of gravity and magnetic studies, emphasizing articles publishing in the GSA Bulletin, *GSA Bull.*, **100**, 469-478.

Leaman, D.E., 1994. Criteria for evaluation of potential field interpretations, *First Break*, **12**, 181-191.

Mckenzie. D., 1978. Some Remarks on the Developments of Sedimentary Basins, *Eart Planet. Sci. Lett.*, **40**, 25-32



Milani, Edison José, Araújo, Laury Medeiros de. Recursos Minerais Energéticos: Petróleo in Bizzi, L. A. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Brasília, 2003, 674 p. ISBN 85-230-0790-3.

Milani, E. J. et al. Bacia do Paraná: Possibilidades Petrolíferas da Calha Central in Boletim de Geociências. Petrobras, 1990. Rio de Janeiro.

MILANI, E.J., FRANÇA, A.B., SCHNEIDER, R.B. Bacia do Paraná, Boletim de Geociências da PETROBRAS, 8:69-82, jan./mar., 1994.

Milani, E. J. & Ramos, V. A., Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná, Revista Brasileira de Geociências, **28**(4): 473-484, dezembro de 1998.

Milani, E. J & Zalán, P. V, An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America, Episodes, IUGS (Int. Union of Geological Sciences) Ottawa, vol.22, nº 3, p. 199-205, Sep. 1999.

Nettleton, L.L., 1976. Gravity and magnetics in oil prospecting, McGraw-Hill Book Co.

Paula, O. B. de, 1997. Métodos potenciais na bacia do Paraná: Alguns aspectos a considerar na sua interpretação, 5º congresso internacional da SBGf.

Patherson, N.L. & Reeves, C.V., 1985. Applications of gravity and magnetic surveys: The state-of-the-art in 1985, Geophysics, **50**, 2558.

Ussami, N., Kolisnyk, A., Raposo, M. I. B., Ferreira, F. J. F., Molina, E. C. e Ernesto, M., 1991. Detectabilidade magnética de diques do arco de Ponta Grossa. Um estudo integrado de magnetometria terrestre/aérea e magnetismo de rocha. *Revista Brasileira de Geociências* **21**(4):317-327.

Vidotti, R. M. & Paula, O. B. de, Análise dos dados gravimétricos, magnéticos e de susceptibilidade na área do 3D de Mato Rico, Bacia do Paraná, VII simpósio de geofísica.

Yoshida, Riuiti, Gama Jr., Ercílio. Geologia da Bacia do Paraná: Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos. in Geologia da Bacia do Paraná: Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos. São Paulo:Paulipetro – Consórcio CESP/IPT, 1982,

Zalán, P. V.; Wolff, S.; Conceição, J. C. J.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Appi, V. T.; Zanotto, O. A., Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná, In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, **3**, Curitiba, PR, 1987, Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p. 441-477.